EDITORA
UnB

Solos:
uma introdução

Tairone Paiva Leão

SÉRIE ENSINO DE GRADUAÇÃO

Solos: uma introdução

Tairone Paiva Leão

SciELO Books / SciELO Livros / SciELO Libros

LEÃO, T. P. *Solos*: uma introdução [online]. Brasília: Editora UnB, 2024, 316 p. Ensino de graduação series. ISBN: 978-65-5846-063-3. Available from: https://books.scielo.org/id/56w9m. https://doi.org/10.26512/plunb.607.

All the contents of this work, except where otherwise noted, is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International license.

Todo o conteúdo deste trabalho, exceto quando houver ressalva, é publicado sob a licença Creative Commons Atribição 4.0.

Todo el contenido de esta obra, excepto donde se indique lo contrario, está bajo licencia de la licencia Creative Commons Reconocimento 4.0.

Solos:
uma introdução

Universidade de Brasília

Reitora Márcia Abrahão Moura
Vice-Reitor Enrique Huelva

EDITORA
UnB

Diretora Germana Henriques Pereira

Conselho editorial
Germana Henriques Pereira (Presidente)
Ana Flávia Magalhães Pinto
Andrey Rosenthal Schlee
César Lignelli
Fernando César Lima Leite
Gabriela Neves Delgado
Guilherme Sales Soares de Azevedo Melo
Liliane de Almeida Maia
Mônica Celeida Rabelo Nogueira
Roberto Brandão Cavalcanti
Sely Maria de Souza Costa

EDITORA
UnB

Solos:
uma introdução

Tairone Paiva Leão

SÉRIE ENSINO DE GRADUAÇÃO

Equipe editorial

Assistência editorial Emilly Dias de Matos

Preparação e revisão Yumi T. Melo
Diagramação Vinnie Graciano

© 2023 Editora Universidade de Brasília

Editora Universidade de Brasília
Centro de Vivência, Bloco A – 2ª etapa, 1º andar
Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte, Brasília/DF
CEP: 70910-900
Telefone: (61) 3107-3700
www.editora.unb.br
contatoeditora@unb.br
Todos os direitos reservados. Nenhuma parte desta publicação poderá ser armazenada ou reproduzida por qualquer meio sem a autorização por escrito da Editora.

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
(Biblioteca Central da Universidade de Brasília – BCE/UNB)

L437s Leão, Tairone Paiva.
Solos : uma introdução / Tairone Paiva Leão. –
Brasília : Editora Universidade de Brasília, 2024.
316 p. ; 23 cm. – (Série ensino de graduação).

ISBN 978-65-5846-072-5.

1. Ciência do solo. 2. Solos - Formação. 3.
Solos - Classificação. I. Título. II. Série.

CDU 631.4

Heloiza dos Santos – CRB 1/1913

Sumário

Apresentação 9

Capítulo 1. Ideias gerais 11
1.1 O que é solo? 11
1.2 Por que estudamos solos? 21

Capítulo 2. Rochas e minerais: definições 25
2.1 Definições gerais 25
2.2 Definição de mineral 29

Capítulo 3. Princípios de mineralogia e cristalografia 37
3.1 Noções de cristalografia 37
3.2 Cristaloquímica 45
3.3 Classificação dos minerais 48

Capítulo 4. Rochas 57
4.1 Rochas ígneas 63
4.2 Rochas sedimentares 68
4.3 Rochas metamórficas 83

Capítulo 5. Minerais do solo 95
5.1 Formação de minerais no solo 95
5.2 Classificação dos minerais do solo 101

Capítulo 6. Geoquímica do intemperismo e pedogênese 119
6.1 Intemperismo físico 119
6.2 Intemperismo químico (geoquímica do intemperismo)..... 125

Capítulo 7. Fatores e processos de formação do solo 141
7.1 Fatores de formação do solo 142
7.2 Processos de formação do solo 148

Capítulo 8. Perfil do solo 161
8.1 Regolito, saprolito, solum, pedon e polipedon..... 163
8.2 Horizontes principais – os prefixos 165
8.3 Horizontes subordinados – os sufixos 170
8.4 Utilização dos símbolos 181

Capítulo 9. Morfologia do solo 187
9.1 Análises no perfil..... 195
9.2 Análises em unidades estruturais 197
9.3 Análises em amostras pulverizadas secas ou molhadas ... 207
9.4 Outras análises no perfil 212
9.5 Análise do ambiente 212
9.6 Exemplo de laudo de descrição de perfil de solo..... 213

Capítulo 10. Química do solo.....217
10.1 Química e mineralogia.....217
10.2 Análise química do solo 225
10.3 Exemplo de cálculo 231

Capítulo 11. Física do solo 235
11.1 Densidades, umidades e porosidade total do solo.....238
11.2 Distribuição granulométrica do solo.....243
11.3 Exemplos de cálculos 248

Capítulo 12. Classificação do solo 257
12.1 Ordens no Sistema Brasileiro de Classificação e Solos..... 261
12.2 Correspondência SiBCS – *Soil Taxonomy* 294
12.3 Exemplo de classificação de solo 297

Anexo 1. Tabela periódica dos elementos..... 313

Anexo 2. Alfabeto grego..... 315

Apresentação

Este material surge da necessidade de um livro introdutório para alunos de primeiro ano do curso de Agronomia da Universidade de Brasília. O material pode servir como acessório para disciplinas de Fundamentos de Ciência do Solo, Introdução à Ciência do Solo, Pedologia e Solos I em cursos de Agronomia, Geologia e Engenharias Civil, Florestal, Ambiental e Agrícola. Apesar de não haver requisito para semestre de adoção, o material é voltado para alunos que nunca tiveram contato com o tema, mas que tenham cursado disciplinas introdutórias de química e física. Buscou-se aqui um material que cobrisse os tipos rochas e a mineralogia geral, temas que geralmente não são abordados em livros introdutórios de ciência do solo. Os capítulos seguintes abordam a formação e a classificação de solos em um nível mais adequado aos alunos de cursos introdutórios que aquele abordado em livros de gênese, morfologia e classificação do solo. Os temas de química e física do solo são ainda abordados com uma ênfase voltada para a pedologia e a classificação de solos, mas podem servir como uma primeira introdução a estas subdisciplinas da ciência do solo.

Sou grato à professora Marina Bilich Neumann, com quem divido as turmas da disciplina de Fundamentos de Ciência do Solo, pelas sugestões durante a produção deste material. Agradeço ainda aos alunos da disciplina presentes nas turmas ministradas durante os últimos dez anos, por todo o aprendizado proporcionado pelas interações na sala de aula, no laboratório e no campo. Este material é escrito

e dedicado a eles e às futuras turmas iniciando o estudo da ciência do solo. Por fim, agradeço à querida Nayana pelo incentivo ao longo desta empreitada.

Erros e omissões no material são de inteira responsabilidade do autor, críticas construtivas e correções serão sempre bem-vindas, não só de autores experientes, mas principalmente do ponto de vista do leitor iniciante no estudo de solos. Uma vez que o material é voltado para este público, a opinião quanto à percepção e compreensão do material por parte dele é de extrema importância para melhorias futuras.

1 Ideias gerais

1.1 O que é solo?

Para os leigos o solo é a "terra", a poeira, no sentido de material particulado que se deposita ou "suja" as superfícies, ou ainda o "barro" que, quando molhado, adere às superfícies. O conceito intuitivo de solo é então o de um material composto por pequenas partículas, poroso, às vezes escuro, onde as plantas crescem e a agricultura é possível. Veremos ao longo deste livro que estes conceitos não deixam de ser verdadeiros, havendo apenas a necessidade de aprofundamento teórico nas áreas de gênese e constituição do solo.

Apesar de haver centenas, se não milhares, de livros que abordam o tema "solos", cada qual provavelmente adotando uma definição do que é solo, a verdade é que definir exatamente o que é solo é uma tarefa impossível. Em primeiro lugar, a definição de solo é produto da atividade humana e sua necessidade de interação com o meio. Assim sendo, não é possível uma definição que independa da interpretação e necessidades do ser humano e da evolução da ciência e da sociedade. Em outras palavras, a definição de solo é *operacional*, ou seja, depende da finalidade para a qual o solo é utilizado. Um engenheiro que projeta uma casa, prédio ou estrada precisa saber se o material sobre o qual a construção se assenta possui resistência mecânica suficiente para suportar o peso da construção. Um geólogo muitas vezes está interessado apenas no material coberto pelo solo e, assim, o solo pode ser apenas um impedimento para que ele consiga escavar e visualizar as rochas subjacentes.

Para um agrônomo ou mesmo para um produtor rural, o solo é não só o substrato onde as plantas crescem, mas o meio através do qual as plantas recebem água e nutrientes essenciais para o seu crescimento. Em muitos países onde houve conflitos armados, os solos foram utilizados como meio para enterrar minas explosivas, e hoje geofísicos e engenheiros militares têm grandes problemas em detectar minas e bombas que não explodiram em alguns tipos de solos. Deste modo, dependendo de sua área de especialização, diferentes definições de solo poderão ser adotadas.

Apesar de a definição de solo ser operacional e depender das necessidades específicas do usuário, deve ser possível diferenciar o que consideramos como solo de outros materiais similares. Trabalharemos então no sentido de criar alguns critérios gerais para que um determinado material seja enquadrado nesse conceito até agora vago na nossa discussão. Peguemos então o caso do engenheiro. Uma coisa é construir uma casa sobre uma rocha sólida, um material que de modo geral não possui poros e é extremamente duro quando se tenta quebrá-lo ou desfazê-lo, além de não sofrer deformações plásticas[1] quando umedecido e sujeito a cargas mecânicas. Outra coisa é construir em cima de um material composto por um sem-número de pequenas partículas ou grãos e com grande volume de espaços vazios na sua estrutura. Esse material pode ceder, sofrer deformações plásticas quando úmido ou mesmo ser levado pela água em uma enxurrada. De modo similar, a rocha sólida não é um bom meio para cultivo de plantas pois não permite o crescimento de raízes, não fornece água e nutrientes para as plantas e é impossível de ser trabalhada com ferramentas e implementos agrícolas. Já o solo utilizado na agricultura possui todas essas características, é poroso, friável[2], e permite o crescimento das raízes e a chegada de água e nutrientes nessas raízes. Assim, temos então uma

[1] Pense na massa de modelar: quando você cria uma forma com ela, a forma permanece como está. Isto é uma deformação plástica. A deformação de uma mola ou de uma bola de tênis, que retorna à sua forma inicial após cessada a força aplicada, é uma deformação elástica.

[2] A palavra *friável* é bastante comum na literatura em ciência do solo. Ela significa nada mais que um material que se quebra, se desfaz ou se esboroa com facilidade.

primeira diretriz geral para diferenciar nosso solo de um corpo de rocha sólida ou de um pavimento de concreto: o solo é um material *não consolidado* (Figura 1.1).

Critério 1. O solo é um material não consolidado

Isso significa que o solo é um material que pode ser desfeito ou desmanchado com certa facilidade, e é formado pela junção, ou agregação, de unidades de estrutura menores. Na maioria dos casos, o solo pode ser escavado e sua estrutura macroscópica desmanchada manualmente. Um dos critérios de consolidação na literatura é o chamado *teste da pá*. O material que pode ser cortado com a pá sem muita dificuldade é um material *não consolidado*.

Figura 1.1: Porções de solo *não consolidado*

Nota: estas porções de solos mostram que o material é *não consolidado*, ele é composto por partículas menores que podem facilmente ser desagregadas.

Sabemos então que os solos, diferentemente da rocha sã ou do piso de concreto, são materiais *não consolidados*. Mas muitos outros materiais encontrados na natureza também são compostos por aglomerações de elementos menores, e podem ser cortados ou desfeitos com facilidade, quando já não são completamente soltos. Como você deve ter percebido em algum momento, a areia da praia ou de dunas não é um material consolidado. Os grãos individuais se encontram soltos e qualquer pessoa que já caminhou sobre areia seca pode perceber que não se trata de um piso estável. É fácil cavar a areia e, dependendo de onde você cava, a água rapidamente se infiltra pela areia e preenche o espaço vazio. Quem já teve a oportunidade de entrar em rios e lagos naturais percebeu ainda que o fundo é normalmente formado por material não consolidado, em geral fragmentos maiores em águas mais agitadas, e muitas vezes um material bem fino, que você deve conhecer como lama, em lagos e rios de águas calmas. Veja então que o solo, a areia da praia e a lama de fundos de lagos não são materiais consolidados. Precisamos agora de um critério para distinguir o solo desses outros materiais. O critério nesse caso não é tão simples como no primeiro, mas, à medida que você aprofundar seus estudos sobre o tema compreenderá melhor a discussão a seguir. Em primeiro lugar, vale ressaltar que a areia da praia, a lama do lago e o solo são compostos em grande parte pelos chamados minerais. Nesse momento não discutiremos em detalhe o que são esses minerais – reservamos um capítulo apenas para explicar o que são e como classificá-los. Por agora basta você saber que esses minerais são junções específicas de elementos químicos formando estruturas que podem ser distinguidas entre si por análises da sua cor, forma – ou morfologia – e/ou por análises de laboratório. Esses minerais se formam naturalmente na natureza e, assim, já de antemão descartamos das nossas discussões o piso de concreto, o plástico e a rodovia. Os minerais que definem o solo são, em parte, diferentes dos materiais que formam a areia da praia e as rochas. Os minerais que ocorrem quase que exclusivamente nos solos passaram por um processo que só é possível em uma região muito próxima à superfície da Terra, até no máximo alguns metros de profundidade, para ser mais preciso, e nas

faixas de temperatura e pressão que ocorrem nessa região – ou seja, as temperaturas e pressões que tornam possível a vida na Terra. Esse processo em que são formados os minerais presentes nos solos é chamado de pedogênese. Pedogênese nada mais é do que a gênese do solo, onde *pedon* vem do grego πέδον, "solo". Note que a ciência do solo é também chamada de *pedologia* e o estudioso de solos é chamado de *pedólogo*.

Critério 2. O solo sofreu pedogênese

A pedogênese é o conjunto de processos que transforma um material de origem em um solo. Esses processos ocorrem próximo à superfície da Terra e geram minerais que são particulares dos solos. Os minerais presentes nas rochas têm origem nos processos que dão origem às rochas e, em geral, são formados em condições de pressão e temperatura muito mais intensas que aquelas que ocorrem durante a pedogênese.

Como o solo é um material formado por minerais, em geral assume-se que as rochas são os materiais que dão origem aos solos. Em textos introdutórios sobre ciência do solo é comum vermos afirmações como "O solo é formado a partir do intemperismo das rochas". Isso não deixa de ser verdade e é seguro para você, que está iniciando seu estudo no tema, aprender dessa forma. Tenha em mente apenas que na natureza os processos são mais complexos e os solos podem ser formados por combinações de material proveniente da rocha, material orgânico vindo da biosfera, material depositado pelo vento ou pela água, e mesmo a partir da transformação de outros solos já existentes. O intemperismo pode ser entendido como o conjunto de processos que causa a desagregação da rocha. Perceba que o intemperismo é apenas uma das etapas que podem levar à formação do solo. Para que a pedogênese ocorra é necessário uma série de reações geoquímicas para a formação dos minerais do solo. A areia da praia é em geral formada por minerais

que não sofreram pedogênese ou que, se sofreram, não se encontram em quantidades suficientes para que o material seja chamado de solo.

O próximo critério é simples: como já sabemos que o solo é formado por minerais e que esses minerais ocorrem por um processo natural chamado pedogênese, podemos afirmar que o solo é formado por processos naturais.

Critério 3. O solo é formado por processos naturais

Em outras palavras, a pedogênese ocorre pela ação da natureza, chuvas, microrganismos, radiação solar, dentre outros. Ainda que exista, com o aumento da ocupação do ambiente pela ação humana, uma tendência de que a pedogênese ocorra cada vez mais em misturas de resíduos antrópicos e solos, o processo em si ocorre naturalmente.

A pedogênese é mediada, e em muitos casos controlada, pela atividade de seres vivos. Ainda, durante a ocorrência de processos que levam à formação de um determinado solo existe uma adição de material orgânico. À medida que o material se torna um solo e começa a exercer sua função no ambiente e nos ciclos de matéria e energia, existe uma constante presença de organismos vivos que são fundamentais para a ciclagem de água e nutrientes e a própria formação das unidades estruturais e diferentes seções verticais que compõem um solo. O material orgânico adicionado ao solo é constantemente modificado e alterado, compondo desde a cobertura de galhos e folhas sobre o solo, restos de insetos, animais maiores e microrganismos que, uma vez cessada sua atividade biológica, são incorporados ao solo, até um material altamente modificado por processos naturais que compõem a fração de matéria orgânica microscópica estável nos solos. Para que o solo sustente a vida é preciso que esta atividade microbiológica esteja constantemente ocorrendo. A perda das frações orgânicas do solo geraria um ambiente inóspito para plantas

e microrganismos, tornando o solo uma matéria morta. Assim, diferentemente do que geralmente ocorre em um depósito de areia, o solo é composto de material orgânico vivo e morto e é capaz de sustentar a vida.

Critério 4. O solo é composto por matéria orgânica viva e morta

Não seria exagero afirmar que o solo é uma matéria viva, uma vez que sua existência está condicionada à atividade de seres vivos, não só para que sua formação ocorra, mas para que ele sustente a vida e realize sua função ambiental.

É importante notar que os solos, por serem compostos pela agregação de material particulado de uma infinidade de compostos minerais e orgânicos, de diferentes tamanhos e formas, possuem uma estrutura tridimensional complexa. Isso significa que em qualquer solo, a agregação gera uma rede de espaços vazios, chamados de poros do solo. É nesses poros que residem a água e o ar necessários para a sustentação da atividade biológica, tanto dos microrganismos do solo quanto das raízes das plantas. Outro aspecto importante é que, para classificar os solos, muitas vezes utilizamos uma seção bidimensional em um corte de estrada ou em uma trincheira escavada, à qual damos o nome de perfil do solo. Por ser o perfil do solo uma unidade bidimensional, vista e estudada no plano, podemos ser induzidos a pensar que o solo é representado por aquela perspectiva e que diferentes perfis são claramente distintos entre si. Não só isso não é verdade, uma vez que o solo ocupa todo o volume espalhando-se radialmente de onde um perfil pode ser visualizado, como também a distinção entre onde um solo termina e onde o outro começa é impossível de ser determinada, uma vez que a ideia de perfil do solo e a de tipo de solo são construções do intelecto humano.

Figura 1.2: Perfil de solo (esquerda) e ambiente onde ele ocorre (direita) (Brasília-DF)

Nota: o perfil é uma unidade bidimensional de estudo, enquanto no ambiente os solos ocupam um volume quase sempre contínuo no espaço abaixo da superfície.

Sendo o solo tridimensional, os espaços vazios estão constantemente e dinamicamente sendo ocupados por ar e água, em proporções variáveis, e por raízes e organismos em crescimento e em movimento. Após uma chuva intensa é possível que quase todo o volume dos poros esteja ocupado por água, ao passo que após um longo período de seca a proporção de espaço ocupado por ar deve ser muito maior. Além de ser dinâmico em uma escala diária e ao longo das estações, o solo é dinâmico no que tange à sua formação, ele se encontra em um perpétuo estado de equilíbrio dinâmico em que compostos e minerais estão constantemente sendo criados e destruídos em resposta à ação das intempéries. Este equilíbrio dinâmico pode ser violado, fazendo com que o solo evolua (ou regrida) para um novo ponto de equilíbrio, podendo haver mudança do tipo de solo. Um exemplo extremo disso seria a drenagem de um pântano onde, em um tempo relativamente curto, poderia haver grandes perdas de material orgânico e mudança do estado de oxidação dos minerais do solo. Assim, todo solo é uma entidade tridimensional e dinâmica, tanto espacialmente quanto temporalmente.

Critério 5. Os solos são tridimensionais e dinâmicos

A composição do material que ocupa os poros do solo, a temperatura e a cobertura vegetal podem mudar ao longo dos dias e das estações do ano. A composição da parte inorgânica do solo se encontra em estado de equilíbrio dinâmico com o ambiente, de modo que alterações climáticas permanentes de larga escala podem causar alteração da classe de solo presente em uma área.

As diversas fases do solo são em geral apresentadas como fixas na maioria dos livros introdutórios de ciência do solo, em algo como 45% para a fase sólida inorgânica, 5% para a fase sólida orgânica, 25% para ar e 25% para água, totalizando 50% de espaço poroso. Estas proporções, principalmente para nós que vivemos nos trópicos, podem levar a impressões erradas, visto que nossos solos podem possuir espaços porosos superando 60% em base volume (Quadro 1.1).

Quadro 1.1: Proporções das diferentes fases que compõem o solo

Fração	Composição	Proporção	
		Literatura	**Solos minerais de savana**
Sólida Inorgânica	-Minerais -Compostos amorfos -Precipitados	45%	O espaço total ocupado pela fração sólida pode variar entre 27% e 66% em base volume (MAIA *et al.*, 2018). A fração orgânica pode variar entre 0,6% e 5,4% em base massa, determinada no método do analisador elementar (SATO *et al.*, 2014). As proporções ocupadas pelas fases mineral e orgânica dependem de fatores importantes como a densidade de cada fração, por exemplo.
Sólida Orgânica	-Matéria orgânica em diferentes graus de decomposição -Frações estáveis	5%	

Líquida	-Solução do solo: água e compostos orgânicos e inorgânicos solúveis	25%	O espaço poroso total pode variar entre 34% e 73% em base volume (MAIA *et al.*, 2018). A distribuição entre as fases líquida e gasosa depende da estação do ano, posição na paisagem e muitos outros fatores.
Gasosa	-Proporções variáveis de gases atmosféricos -Saturação de CO_2 maior do que do ar	25%	

Muitas definições para solo estão disponíveis na literatura dependendo da área de interesse, e de certa forma todas elas englobam um ou mais dos cinco critérios listados anteriormente. Utilizemos o parágrafo inicial da definição contida no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos para ilustrar essa ideia.

> O solo que classificamos é uma coleção de corpos naturais, constituídos por partes sólidas, líquidas e gasosas, tridimensionais, dinâmicos, formados por materiais minerais e orgânicos que ocupam a maior parte do manto superficial das extensões continentais do nosso planeta, contêm matéria viva e podem ser vegetados na natureza onde ocorrem e, eventualmente, terem sido modificados por interferências antrópicas (SANTOS *et al*., 2018, p. 27).

Os critérios 1 e 2 não estão explícitos na definição, enquanto os critérios 3, 4 e 5 são abordados de forma clara. Desta definição podemos expandir nossa discussão sobre a definição de solo com a ideia de que o material ocupa “grande parte do manto superficial e das extensões continentais do nosso planeta”. Os solos ocupam uma parte muito grande da seção superficial, ou manto da superfície terrestre, cobrindo as rochas e outros tipos de depósitos geológicos. Diferentemente das rochas, os solos ocupam uma camada muito fina quando comparados à espessura das camadas de rochas e depósitos de sedimentos, que chegam à ordem de quilô-

metros de extensão. Os solos em geral ocupam uma profundidade de até alguns poucos metros e na maioria dos casos as seções superficiais do solo que sustentam a vida de forma mais direta estão restritas a profundidades até em torno de um a dois metros. Em termos de extensão, os solos ocupam quase todas as superfícies que não sejam desertos, áreas com cobertura permanente por neve, áreas muito elevadas e de relevo muito acidentado, como afloramentos de rochas em montanhas e outras formações geológicas, áreas permanentemente submersas e áreas cobertas por depósitos recentes, como, por exemplo, lava consolidada (ou resfriada), cinzas vulcânicas, e depósitos trazidos pelo vento (eólicos), pela água (aluvionares) ou pela gravidade (coluvionares).[3]

1.2 Por que estudamos solos?

À primeira vista, para um estudante de engenharia ou de agronomia a resposta parece óbvia. Para o agrônomo o solo é o substrato onde as plantas cultivadas vão crescer e sem ele a produção agrícola em escala global, para a imensa maioria das culturas, é impossível. Para o engenheiro o solo é o meio sobre o qual as construções podem ser assentadas ou que deve ser escavado para a instalação de fundações, encanamentos, canais e outras construções. Apesar de estas atribuições serem verdadeiras, o solo é muito mais que isso, o solo é a zona crítica na interface entre a atmosfera, a biosfera e a zona subsuperficial onde estão localizados o lençol freático e os aquíferos que armazenam águas em profundidade. O solo como interface atua não só na acumulação de carbono e como parte dos ciclos biogeoquímicos, mas também na filtragem de água que recarrega aquíferos, rios e lagos. Ao promover infiltração de água, o solo previne ainda o assoreamento de rios e reservatórios de água e a erosão causada pelo escoamento de água na superfície. O solo como material não consolidado e composto por matéria viva é extremamente sensível ao

[3] Não se preocupe com as terminologias neste capítulo introdutório, os termos importantes serão discutidos oportunamente.

uso inadequado e à contaminação. O uso e o manejo adequado dos solos são pontos críticos para a garantia da sustentabilidade da vida na Terra. O solo é muito sensível à perda de matéria orgânica, compactação e perda por erosão, e demora milhares de anos para ser regenerado. A perda da camada superficial, que para a maioria dos solos tem em torno de 10 cm a 20 cm, torna o solo inviável para cultivo, pode acarretar liberação de toneladas de CO_2 para a atmosfera ou, caso essa camada seja erodida, pode acabar em cursos d'água, prejudicando o armazenamento de água potável e a geração de energia hidroelétrica, potencialmente causando a eutrofização da água. A eutrofização nada mais é do que o acúmulo de nutrientes na água. A princípio, você poderia pensar que isso é benéfico para os organismos aquáticos, mas a verdade é que a eutrofização pode causar uma explosão de crescimento de microrganismos na água, os quais rapidamente exaurem as reservas de oxigênio na água matando peixes, plantas aquáticas e outros organismos. A eutrofização pode ainda favorecer o crescimento de certas espécies de aguapés como a *Eichhornia crassipes*, que podem comprometer severamente a navegabilidade, o uso para produção de energia elétrica e a pesca. A liberação de grandes quantidades de CO_2 na atmosfera ainda é um fator que pode contribuir para o desequilíbrio climático na atmosfera terrestre.

Outro ponto importante é que, uma vez contaminado por compostos químicos de difícil degradação (de forma intencional via agricultura ou não), metais pesados e patógenos, o solo dificilmente é recuperado. Isto porque a recuperação é tão cara e trabalhosa que muitas vezes é mais viável isolar a área do que investir na recuperação. Uma vez contaminado o solo, patógenos, metais e compostos químicos tendem a entrar na cadeia alimentar e finalmente no organismo dos seres humanos, causando prejuízos imensos não só em termos econômicos, mas também em termos de sofrimento humano. Como exemplo disso podemos citar a zona de exclusão em Chernobyl, hoje Ucrânia, onde a explosão de um reator nuclear em 1986 lançou uma nuvem de radionuclídeos em uma imensa área adjacente a qual contaminou o solo e o ecossistema ao redor, gerando a zona restrita. Outro exemplo

é a contaminação do solo por ovos de parasitas em áreas sem saneamento básico. Esses ovos acabam contaminando produtos alimentares e seres humanos, dando origem a um ciclo de infecção. Metais pesados também podem se acumular em solos adjacentes a zonas industriais ou solos expostos a rejeitos de mineração ou adubados com resíduos humanos e industriais. Do solo, esses metais podem se acumular em plantas, que ao serem ingeridas causam acúmulo de metais no organismo humano – metais estes que são tóxicos mesmo em baixíssimas quantidades. O uso de compostos químicos na agricultura para controle de pragas e doenças de plantas é outra fonte de contaminação ambiental. Esses produtos não só podem entrar na cadeia alimentar, como também podem causar desequilíbrio no (micro) ecossistema do solo, favorecendo a proliferação de certas pragas e organismos fitopatogênicos. Metais e radionuclídeos entram na cadeia alimentar, uma vez que podem apresentar comportamento semelhante ao dos elementos químicos nutrientes de plantas e animais. Assim, qualquer que seja a sua necessidade de estudo sobre solos – agricultura, engenharias, geologia, geografia etc. –, tenha sempre em mente que o solo é algo do qual o ecossistema e a vida dependem diretamente e que ele deve ser manejado, utilizado e estudado de forma cuidadosa e consciente, isso se for estritamente necessário utilizá-lo.

Por último, mas não menos importante, o solo é um componente fundamental na construção do relevo e nos ciclos geomorfológicos, como estudado nas áreas de geologia e geomorfologia. O intemperismo, a erosão e a pedogênese fazem parte de um delicado balanço em que a produção ou acumulação de material produzido pelo intemperismo das rochas controla a formação do relevo e de depósitos de sedimentos. Neste contexto, os solos são ainda um importante mecanismo de reconstrução de climas e ambientes em um passado não tão distante, da ordem de alguns milhares a centenas de milhares de anos, incluindo aí a reconstrução de civilizações e organismos extintos ou que evoluíram para diferentes formas, nos ramos da antropologia e paleontologia, respectivamente. Devido ao tempo requerido para a formação dos solos e suas interações com os paleoclimas e relevos, seu

estudo é de particular importância no período Quaternário, de aproximadamente 2,6 milhões de anos atrás ao presente, e, dentro do Quaternário, em especial a época do Holoceno, iniciada 11650 anos atrás.

Referências

MAIA, F. C. O.; BUFON, V. B.; LEÃO, T. P. Retention curves and available water capacity in Latosols. *Engenharia Agrícola*, Jaboticabal, v. 38, n. 4, p. 546-552, 2018.

SANTOS, H. G. dos; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. dos; OLIVEIRA, V. A. de.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M.R.; ALMEIDA, J. A. de.; ARAÚJO FILHO, J. C. de; OLIVEIRA, J. B. de; CUNHA, T. J. F. *Sistema brasileiro de classificação de solos.* 5. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, 2018. 356 p.

SATO, J. H.; FIGUEIREDO, C. C.; MARCHÃO, R. L.; MADARI, B. E.; BENEDITO, L. E. C.; BUSATO, J. G.; SOUZA, D. M. Methods of soil organic carbon determination in Brazilian savannah soils. *Scientia Agricola*, Piracicaba, v. 71, n. 4, p.302-308, 2014.

SHRODER, J. F. (ed.). *Treatise on geomorphology*. San Diego: Academic Press, 2013. 293 p.

Rochas e minerais: definições

2

2.1 Definições gerais

Um ponto em comum entre solos e rochas é que ambos possuem em sua composição minerais. Até agora, possuímos uma noção geral de como um solo se diferencia de uma rocha e de outros materiais. Sabemos ainda, de maneira mais simplista, que solos são produto da ação do intemperismo e da pedogênese atuando sobre rochas. Entretanto, nos falta ainda a noção clara do que seriam rochas e minerais. A definição do que é uma rocha é, a princípio, bastante simples.

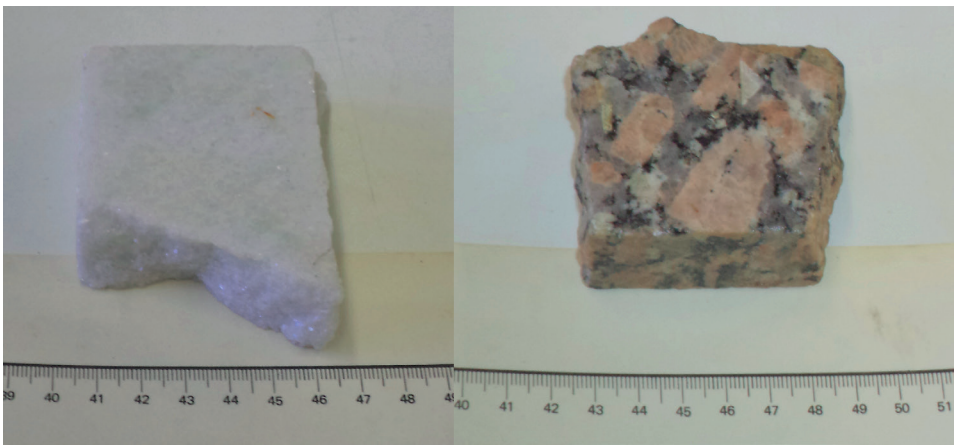
Rocha

É um material formado naturalmente e composto pela associação de um ou mais minerais. É um material consolidado.

Por mais simples que possa parecer, temos ainda que esclarecer alguns pontos. Primeiro, não sabemos ainda o que é um mineral, mas isso deve começar a ficar claro neste capítulo. Em segundo lugar, o que se quer dizer com associação de um ou mais minerais? Como é possível a associação de coisas iguais – um tipo de mineral – formando uma coisa diferente – uma rocha? Se a rocha é composta de minerais, não seria uma rocha composta de um só tipo de mineral apenas uma amostra maior daquele mineral? A resposta simples é não. Apesar de uma rocha ser composta por um número de cristais de um determinado mineral, a agregação

destes cristais se deu no processo de gênese da rocha, fazendo com que eles possam, mesmo dentro da estrutura das rochas, ser identificados como unidades distintas ou quase distintas. A união destes cristais pode ter ocorrido por diferentes processos, estes dependentes do tipo de gênese da rocha. Certos cristais podem ser unidos apenas por forças mecânicas, enquanto outros podem ser unidos por um cimento de composição química semelhante àquela dos minerais. Observe a Figura 2.1, por exemplo. Nela você vê duas rochas, uma delas é composta por um só mineral (esquerda) enquanto a outra é composta por pelo menos três minerais distintos (direita). A rocha à esquerda pode ser chamada de *monominerálica* enquanto a da direita, com mais de um tipo de mineral, pode ser chamada de *pluriminerálica*.

Figura 2.1: Exemplos de rochas monominerálica (mármore, à esquerda) e pluriminerálica (granito, à direita)



Para fins gerais, o critério de consolidação pode ser pensado em termos do *teste da pá* descrito no capítulo anterior. Entretanto, saiba que a distinção não é tão sutil e existe uma enorme subjetividade com base em quem realiza o *teste de pá*. Um material que possa parecer facilmente cortável para uma pessoa talvez não seja para outra. Critérios de subjetividade baseados em visão, tato, força e até paladar são comuns em ciência do solo e geologia e muitas vezes acabam por tornar

difícil a classificação objetiva de materiais, como veremos em algumas ocasiões. Outro ponto importante é que quando se trata de *rochas sedimentares*, *sedimentos* e *saprolito* dos solos em formação, muitas vezes é difícil distinguir entre a resistência mecânica, cor e aspecto desses materiais, havendo necessidade de testes objetivos, utilizando ferramentas de campo e laboratório, além da experiência do observador.

Sedimento

É o material desagregado de uma rocha pela ação do intemperismo que pode ser transportado e depositado. Os sedimentos podem ou não sofrer ação da pedogênese ou podem ser soterrados a profundidades maiores e serem transformados em rochas sedimentares. Sedimentos podem ainda permanecer pouco alterados por longos períodos formando um depósito sedimentar.

Deixaremos a discussão mais aprofundada sobre sedimentos, depósitos e rochas sedimentares para o capítulo que trata do assunto. Um ponto bastante controverso entre geólogos e pedólogos é a zona de transição entre rochas e solos. Essa zona de transição pode ser entendida como o material que sofreu intemperismo e começou a sofrer o avanço da pedogênese, mas não o suficiente para ser considerado solo. Isso significa que a transformação de minerais da rocha em minerais do solo é nula ou incipiente, a adição de matéria orgânica e organismos vivos não é suficiente para a sustentação da vida de organismos superiores e/ou o material não apresenta porosidade e/ou friabilidade suficientes para intensificação da atividade biológica.

Saprolito

É o material de transição, tanto em profundidade quanto com constituição mineralógica entre o solo acima e a rocha abaixo. O saprolito, ao contrário das seções superficiais da maioria dos solos, pode alcançar dezenas de metros de profundidade.

Observe na Figura 2.2 a evidente distinção entre o material de solo, indicado pela seta superior, e o material de saprolito, indicado pela seta inferior. O material de saprolito pode em muitos casos manter a estrutura e o aspecto da rocha subjacente, como indicado pelas lineações (faixas) observadas no saprolito. O saprolito neste solo é muito mais resistente à escavação do que o solo acima e possui maior proporção de grãos maiores do que o solo (maior conteúdo da fração areia).

Figura 2.2: Perfil indicando a posição da camada superior do solo (seta superior) e do saprolito (seta inferior) (Brasília-DF)

Na literatura mais antiga parece haver uma confusão entre os termos *saprolito* e *regolito*, sendo o primeiro preferido ao segundo na literatura atual. Uma análise etimológica revela que ambos são compostos pela junção de termos em grego, sendo ῥῆγος, *rhegos*, cobertura ou coberta, e σαπρός, *sapros*, podre, enquanto λίθος, *lithos*, é a rocha. Assim, regolito pode ser imaginado como qualquer material que cobre a rocha, incluindo detritos geológicos, depósitos eólicos e solo, enquanto saprolito é a rocha já em processo de decomposição, intemperismo e/ou pedogênese ou a rocha "apodrecida". Usaremos sempre o termo *saprolito* como a região de transição mineralógica e pedogenética entre rocha e solo.

2.2 Definição de mineral

Voltemos agora aos minerais. Sabemos que tudo que existe na Terra deve ser composto por átomos. Seu corpo, a água que você bebe, a comida, as plantas, os animais, as rochas e, como não deveria deixar de ser, os minerais, são compostos de átomos ou de elementos químicos. Os elementos químicos conhecidos são aqueles que compõem a Tabela Periódica dos Elementos (Anexo 1). Na cultura popular é muito comum se referir a suplementos alimentares como minerais. Esses produtos na verdade têm em sua composição vitaminas, que são compostos orgânicos, e elementos ou compostos químicos inorgânicos necessários para que nosso corpo desempenhe suas atividades metabólicas, como, por exemplo, vitaminas B12 e D, e os elementos cálcio, magnésio e potássio. Apesar de estes elementos e compostos inorgânicos poderem ser oriundos de minerais, nossa definição será aquela pertinente às terminologias das áreas de solos e geologia. Todo mineral, de modo semelhante aos compostos que você estuda no laboratório de química inorgânica, possui uma fórmula química. A fórmula química de um determinado tipo de mineral deve ser constante, ou mais ou menos constante, entre todos os entes que são enquadrados naquela classe mineral. Assim, todo mineral chamado de halita deve ter fórmula NaCl. A halita possui fórmula análoga ao sal comum que você utiliza na cozinha, mas nem sempre o sal de cozinha é produzido do mineral halita, podendo ser produzido por evaporação de água salgada. Outros exemplos de minerais com fórmulas constantes são aqueles formados por metais nobres que podem aparecer de forma pura na natureza como o ouro (Au) e a prata (Ag), e o diamante (C).

Analisando a fórmula da halita e consultando a tabela periódica, percebe-se que ela é formada pela união de átomos de sódio (Na) e cloro (Cl). Assim, a halita é composta pela união de um cátion (Na^+) e um ânion (Cl^-) por uma ligação química. Analisemos agora o caso de outro mineral chamado de calcita ($CaCO_3$). As valências de cada um dos átomos da fórmula da calcita estão indicadas a seguir:

$$Ca^{2+}C^{4+}O^{2-}_{3} \qquad \text{(Fórmula 2.1)}$$

Perceba que a calcita é composta por dois cátions, Ca e C, e por três ânions O. Entretanto, a soma das valências é (2+) + (4+) + (3 x 2-) = 0, o que mostra que a estrutura da calcita é eletrostaticamente neutra. Apesar de isso ser comum em rochas, não é em minerais formados pela pedogênese, e você verá que isso é de fundamental importância nas ciências do solo. Outro ponto importante é que a representação anterior é inadequada, sendo a forma correta a representação dos átomos C e O juntos, formando radical CO_3^{2-}:

$$Ca^{2+}(CO_3)^{2-} \qquad \text{(Fórmula 2.2)}$$

A valência líquida do radical CO_3 é então (4+) + (3 x 2-) = -2, como representado anteriormente, e o mineral calcita continua com a carga líquida zero. Você provavelmente já conhece esse radical da química inorgânica como um carbonato. Assim, todos os minerais que possuem o radical CO_3^{2-} associado a um ou mais cátions na sua composição são carbonatos. Uma classe mineral deve ter obrigatoriamente seu ânion ou radical aniônico definidor. Isso não é verdade para o cátion: muitas vezes admite-se variação. Observe a fórmula a seguir do mineral chamado gaspeíta.

$$(Ni,Fe,Mg)CO_3 \qquad \text{(Fórmula 2.3)}$$

O radical aniônico CO_3 nos diz que este mineral é um carbonato. Entretanto, o termo entre parênteses indica que os espaços na estrutura do mineral reservados aos cátions podem ser ocupados por átomos de Fe^{2+}, Ni^{2+} e Mg^{2+} em diferentes proporções, dependendo da amostra. Assim, uma determinada amostra pode possuir maior proporção de ferro e de níquel do que de manganês, enquanto em outras amostras diferentes proporções podem ser observadas. Essa variação na composição nos diz que esta espécie mineral pode formar uma *solução sólida*, em analogia a uma solução líquida, que pode ser produzida utilizando diferentes proporções de solutos. Imagine que você vai produzir uma limonada: a quantidade de açúcar e a quantidade de sumo de limão utilizadas variam de acordo com o gosto individual, mas, independentemente das concentrações utilizadas, chamaremos o suco de limo-

nada. Imagine agora que utilizamos laranjas e limões. O suco produzido pode ir de um espectro desde limonada pura até uma mistura de limão com laranja, limão com laranja meio a meio, laranja com limão, até laranjada pura. Como você verá, esta analogia pode ajudar a entender o que é uma solução sólida em mineralogia. Temos assim nosso primeiro critério para a definição do que é um mineral.

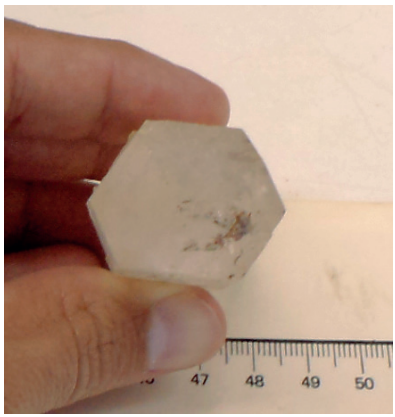
Critério 1. Composição química definida dentro de certos limites

Todo mineral possui uma fórmula química que define a espécie. Em algumas espécies admite-se a substituição de um átomo por outros em pontos na estrutura cristalina sem que haja mudança da espécie mineral.

Uma determinada espécie mineral deve ter composição química definida dentro de certos limites, ou seja, deve ter uma fórmula química. Sabemos que o mineral halita possui fórmula NaCl, mas como podemos diferenciar a espécie mineral halita do sal que você utiliza na cozinha? Ainda mais, os minerais calcita, aragonita e vaterita possuem todos a mesma fórmula $CaCO_3$, e os minerais quartzo-α, quartzo-β, tridimita, cristobalita, moganita e coesita possuem todos a fórmula SiO_2. Como é possível diferenciá-los? Em primeiro lugar, o mineral é um sólido, assim, uma solução de NaCl não pode ser considerada um mineral. O critério de consolidação para minerais é um pouco mais difícil de ser aplicado, pois os minerais podem ser encontrados em frações micrométricas, como é o caso dos minerais presentes na fração argila dos solos. O fato de os minerais serem sólidos implica que seus átomos não estão livres para se movimentarem em resposta a forças aplicadas, como ocorre, por exemplo, com gases e líquidos como a água. Assim, os átomos ocupam posição fixa no espaço, formando uma estrutura. Muitos materiais como o vidro, por exemplo, possuem átomos com posições fixas no espaço, mas estes átomos estão distribuídos de forma aleatória. Materiais em que não existe uma estrutura organizada são chamados de *amorfos*. Em contrapartida, nos minerais a organização dos átomos no espaço leva à formação de uma *estrutura cristalina*.

Desde cedo na história das civilizações deve ter sido observado que muitos minerais apresentavam uma forma externa mais ou menos constante em diferentes amostras. No entanto, só em 1611 Johannes Kepler[4] tentou ligar a forma externa à estrutura interna dos cristais. A discussão sobre a composição da matéria e a existência de átomos é muito extensa e foge do escopo deste livro; resta dizer que ela vem desde a época da Grécia Antiga, passando pela gênese da física moderna. No entanto, pode-se afirmar que Kepler, mesmo sem conhecer a estrutura dos átomos, sabia que os minerais eram compostos de pequenas partículas com ordem interna que se refletia na sua organização externa. Mesmo que esta discussão ainda pareça um tanto vaga, você já deve ter visto ou até manipulado um cristal com estrutura definida. O cristal de rocha, muito popular entre indivíduos com inclinações esotéricas, nada mais é, na maioria das vezes, do que uma amostra do mineral quartzo-α (Figura 2.3). Observe na figura que o mineral possui seis lados e que os ângulos internos entre os lados são constantes. Essa é uma característica desta espécie do quartzo e reflete a organização interna da estrutura cristalina comum a ela.

Figura 2.3: Exemplar do mineral quartzo-α

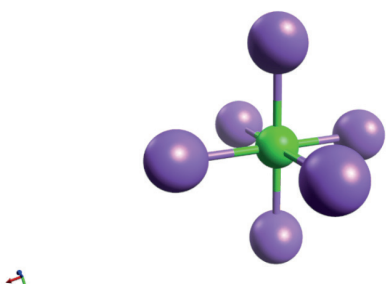


Nota: note a geometria hexagonal e os ângulos constantes entre as faces.

[4] Mais conhecido pelos seus trabalhos como astrônomo e matemático.

Um bom exemplo para entendermos o que é uma estrutura cristalina é o caso da halita mencionado anteriormente. A halita nada mais é do que o sal de rocha e pode ser usada para fazer o sal de cozinha. Na estrutura da halita os átomos de Na e Cl estão dispostos em uma rede cristalina cúbica, onde cada átomo de Cl é rodeado por seis átomos de Na (Figura 2.4). Por sua vez, cada átomo de Cl é também rodeado por seis átomos de Na, de modo que a rede cristalina se propaga no espaço formando uma estrutura tridimensional (Figura 2.5). No caso da halita, as distâncias entre os átomos são aproximadamente fixas em qualquer que seja a direção, de modo que o lado do cubo apresentado na Figura 2.5 é de aproximadamente 5,64 angstrons (Å). Você verá que o conceito de redes cristalinas exerce papel fundamental no estudo dos minerais. Por ora, basta saber que todo mineral possui, além de uma fórmula química, uma estrutura cristalina que define aquela espécie mineral.

Figura 2.4: Átomo de Cl rodeado por seis átomos de Na representando elemento de estrutura do mineral halita (NaCl)



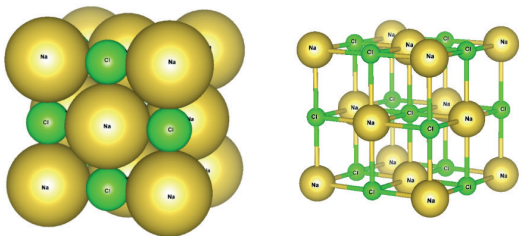
Fonte: imagem elaborada pelo autor no aplicativo Avogadro (HANWELL *et al*., 2012).

Critério 2. Estrutura cristalina

Os minerais possuem uma estrutura interna organizada, não só em termos de distâncias entre os átomos na rede cristalina, mas nos ângulos dos planos que perfazem a rede cristalina. Dois minerais de mesma fórmula podem ser de espécies diferentes por terem diferentes organizações internas, como é o caso da calcita e

da aragonita, ambas CaCO3, sendo que a calcita possui sistema cristalino trigonal e a aragonita possui sistema ortorrômbico. Por possuírem a mesma composição, mas estruturas diferentes, a calcita e a aragonita são chamadas polimorfos.

Figura 2.5: Estrutura cristalina da halita NaCl



Fonte: imagens elaboradas pelo autor no aplicativo Vesta (MOMMA; IZUMI, 2011).

Nota: na imagem à esquerda vemos o empilhamento de átomos como esferas e na imagem à direita vemos a representação do tipo esferas e palitos (*ball and stick*).

Além de composição química definida dentro de certos limites e estrutura cristalina, outro critério para que um material seja considerado um mineral é que ele seja formado naturalmente. Minerais podem ser formados em várias combinações possíveis de temperatura, pressão e concentrações químicas do meio, e podem levar diferentes tempos para formação, desde relativamente rápido, na escala de dias, meses ou anos, até muito lento, na escala de milhões de anos. Em outras palavras, cada mineral tende a ser formado em um conjunto de condições termodinâmicas, e sua estabilidade está ligada às diferenças entre as condições termodinâmicas em que o mineral foi formado e às condições termodinâmicas em que ele se encontra em um momento posterior. Como você verá, isso tem uma importância muito grande no intemperismo das rochas e na formação do solo. Se os minerais se formam sob condições ou intervalos conhecidos de parâmetros físico-químicos, deve ser possível sintetizar esses minerais se as condições são conhecidas e se existem equipamentos adequados para reproduzir tais condições. O diamante, por exemplo, é um mineral

de fórmula química simples, composto por átomos de carbono e formado a condições extremas de pressão e temperatura. É então possível, a partir de átomos de carbono e aplicando elevadas pressões e temperaturas, criar diamantes sintéticos, os quais são utilizados como joias e na confecção de ferramentas, devido à sua extrema dureza.[5] No entanto, esses materiais não podem ser considerados minerais, uma vez que foram gerados por processos artificiais.

Critério 3. Formados naturalmente na Terra ou fora dela

Os minerais são formados por processos naturais como nos processos de formação de rochas e na pedogênese. Esses processos naturais ocorrem na Terra e em outros planetas e objetos astronômicos no universo.

Materiais formados naturalmente, mas que não possuem estrutura cristalina, ou seja, materiais amorfos, são chamados de *mineraloides*. Exemplos de *mineraloide* são a obsidiana ou vidro vulcânico, a limonita, o âmbar e a opala. Ainda conforme a definição, os minerais podem ser formados em qualquer objeto astronômico onde as condições sejam permissíveis, como planetas, satélites naturais, cometas, asteroides e meteoros. A hematita, por exemplo, um óxido de ferro de fórmula Fe_2O_3, é comum em solos e rochas na Terra e é encontrada em Marte na forma de pequenos nódulos.

Figura 2.6: Exemplos de materiais de baixa ou nenhuma cristalinidade: obsidiana (esquerda) e limonita (direita)

[5] Atualmente existem métodos de baixa pressão, mas o método de alta pressão e temperatura continua sendo o mais barato e eficiente.

Referências

GUERRA, A. T. *Dicionário geológico-geomorfológico*. 4. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1975. 439 p.

HAMMOND, C. *The basics of crystallography and diffraction*. 3. ed. Oxford: Oxford University Press, 2009. 432 p.

HANWELL, M. D.; CURTIS, D. E.; LONIE, D. C.; VANDERMEERSCH, T.; ZUREK, E.; HUTCHISON. G. R. Avogadro: An advanced semantic chemical editor, visualization, and analysis platform. *Journal of Cheminformatics*, v. 4, artigo 17, 2012.

KLEIN, C; DUTROV, B. *Manual de ciência dos minerais*. 23. ed. Porto Alegre: Bookman, 2001. 724 p.

MOMMA, K.; IZUMI, F. VESTA 3 for three-dimensional visualization of crystal, volumetric and morphology data. *Journal of Applied Crystallography*, v. 44, p. 1272-1276, 2011.

Princípios de mineralogia e cristalografia

3

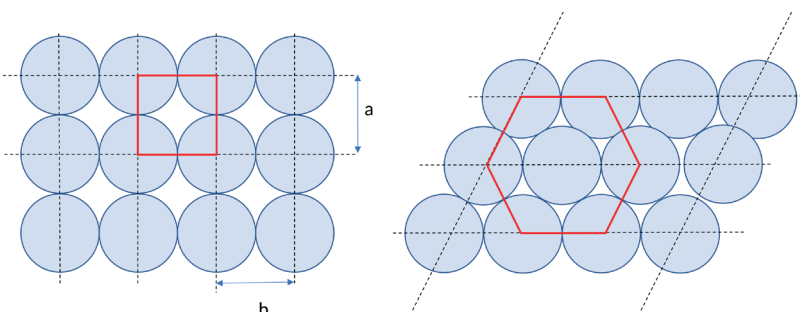
3.1 Noções de cristalografia

Das definições de minerais vistas na seção anterior, os critérios de composição química e estrutura cristalina serão utilizados na definição das classes e dos nomes dos minerais encontrados nas rochas e nos solos. O estudo dos cristais constitui um ramo em particular da física dos sólidos e da geologia, chamado de *cristalografia*. A cristalografia, como o nome já indica, é o estudo dos cristais. Apesar de na geologia e na mineralogia do solo estarmos preocupados com os cristais naturais, na física dos sólidos e ciências de materiais as propriedades dos cristais são utilizadas para identificar e estudar uma variedade de materiais naturais e artificiais, orgânicos e inorgânicos, com aplicações em ciências ambientais, medicina, engenharia, nanomateriais e diversas outras áreas. Sabemos, pela definição, que os minerais assumem uma estrutura cristalina. Mencionamos brevemente que a halita possui sistema cristalino cúbico, o que influencia na sua forma externa e na distribuição dos átomos na sua rede cristalina. Você deve ter percebido que no caso da halita os átomos se repetem no espaço, formando um padrão geométrico. Isso é comum para todos os tipos de minerais, porém, o padrão nem sempre é tão simples de ser identificado como no caso da halita. Para entendermos como as estruturas cristalinas são organizadas, tomemos o modelo de empacotamento de esferas. O empacotamento nada mais é do que as formas de organização possíveis de objetos (nesse caso, esféricos). Um exemplo simples é a pilha de laranjas na feira ou no supermercado.

Existem formas mais ou menos eficientes e estáveis de empilhar as laranjas, e por incrível que pareça, muitos dos maiores matemáticos da história se dedicaram a aspectos teóricos do problema de empacotamento.

Na Figura 3.1, temos a representação bidimensional de esferas. Veja que se as esferas forem empilhadas com seus centros na linha (ou plano de esferas) superior alinhados verticalmente ao centro das esferas na linha inferior, o espaço entre as esferas será maior e os ângulos entre as linhas (verticais ou horizontais) serão sempre iguais a 90°. Se deslocarmos o plano (ou linha) de esferas superior, a distância entre os planos superior e inferior será menor e a área entre os planos diminuirá. Perceba que, caso você empilhe suas laranjas como à direita, como a distância entre os planos será menor, mais laranjas caberão em um determinado volume e, logo, haverá menos espaço vazio entre elas. Assim, no caso de armazenamento de laranjas, balas de canhão ou bolas, o empacotamento à direita é mais eficiente. O empacotamento à esquerda é um análogo bidimensional do empacotamento chamado cúbico simples, enquanto o empacotamento à direita pode ser uma representação bidimensional do empacotamento hexagonal,[6] conforme a figura geométrica formada ligando-se o centro das esferas (Figura 3.1).

Figura 3.1: Exemplos de arranjos de círculos

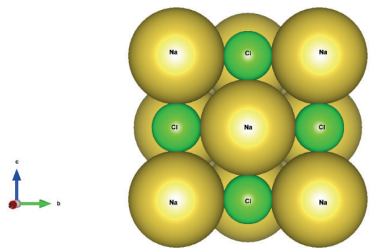


Nota: à esquerda, arranjo cúbico; à direita, arranjo hexagonal.

[6] Em qualquer dos casos, o real empacotamento só pode ser determinado considerando a geometria do sistema em três dimensões.

Note ainda que o NaCl visto na Figura 2.5 é um tipo especial de empacotamento cúbico chamado cúbico de face entrada, onde os átomos de Cl, menores, encontram-se entre os átomos de Na, de maior dimensão, de modo que entre os planos com os centros alinhados de Na existe um plano onde o alinhamento se dá com os átomos de Cl (Figura 3.2).

Figura 3.2: Visão da estrutura da halita (NaCl) com relação ao eixo cristalográfico *a*

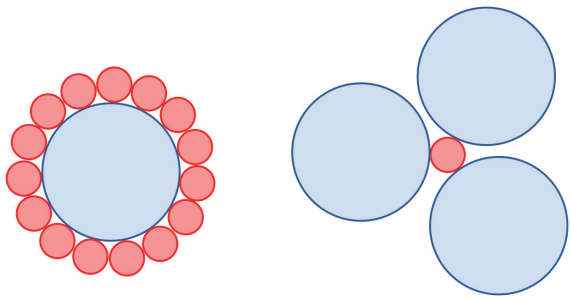


Fonte: imagem elaborada pelo autor no aplicativo Vesta (MOMMA; IZUMI, 2011).

No caso da Figura 3.2, os átomos que compõem a grade cristalina são de tamanhos e tipos diferentes, sendo que o sódio possui um raio atômico de 0,180 nm e o cloro um raio de 0,100 nm.[7] Alguns minerais na natureza são compostos por um único elemento, de modo que a organização da grade cristalina destes minerais pode ser representada como a organização de um conjunto de esferas de mesmo tamanho. Exemplos disso são o diamante e a grafita (C), o ouro (Au), a prata (Ag) e todos os minerais que aparecem na natureza na forma de elementos nativos. Para todos os demais, o problema é um pouco mais complicado, uma vez que há necessidade de coordenar átomos de raios e valências diferentes. Se deixarmos de lado a valência por enquanto, o problema de coordenação se resume a um problema geométrico, simplesmente de quantas esferas de um determinado tamanho é possível encaixar ao redor de uma esfera de tamanho diferente, seja maior, seja menor (Figura 3.3).

[7] $1\ nm = 10^{-9}\ m$.

Figura 3.3: Exemplos de coordenação em que a razão entre os raios do círculo central e daqueles coordenados é de 4,0 (esquerda), e em que a razão entre os raios do círculo central e daqueles coordenados é de 0,25 (direita)



Imagine uma bola de basquete. Se você fosse colar bolas de pingue-pongue ao redor dela, com certeza conseguiria colar um número muito grande. Agora imagine o contrário, quantas bolas de basquete podem ser coladas ao redor de uma bola de pingue-pongue? O raio da bola de basquete, 19,3 cm, é muito maior do que o raio da bola de pingue-pongue, em torno de 2,0 cm, de modo que seria possível colocar apenas duas bolas de basquete se considerarmos a bola de pingue-pongue no centro. Podemos dizer que a bola que consideramos como centro (seja a maior, seja a menor) *coordena* aquelas que estão ao redor dela, e definimos assim o *número de coordenação*. Se expandirmos isso para nossos cristais, podemos definir o número de coordenação da seguinte maneira:

O número de coordenação é o número de átomos de um determinado tipo que é coordenado ao redor do átomo central. Se unirmos os centros dos átomos coordenados formando planos imaginários, são formados poliedros de coordenação, utilizados na representação da estrutura de minerais.

Se considerarmos nosso exemplo hipotético das bolas de basquete e pingue-pongue, veremos que a relação entre os raios é 2,0/19,3 ≈ 0,10, se considerarmos a

bola de pingue-pongue no centro, ao passo que se considerarmos a bola de basquete como o centro a razão será de 19,3/2,0 ≈ 9,65. No caso das estruturas dos cristais, a relação entre os raios é dada pela razão entre o raio do cátion e o raio do ânion:

$$\text{Razão de raios} = r^{(+)}/r^{(-)} \qquad \text{(Equação 3.1)}$$

Em que $r^{(+)}$ é o raio do cátion e $r^{(-)}$ é o raio do ânion. Em geral, estas grandezas são expressas em nanômetros (nm), angstrons (Å) ou picômetros (pm), mas isso não importa desde que os dois valores estejam na mesma unidade. Tanto o número quanto o poliedro de coordenação prováveis podem ser inferidos da razão de raios. Apesar de estes cálculos poderem ser realizados com algum conhecimento de geometria, eles já existem na literatura e já foram verificados em estruturas cristalinas reais (Tabela 3.1).

Tabela 3.1: Razão de raios, número e poliedro de coordenação

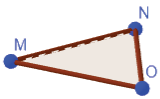
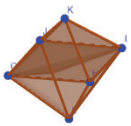
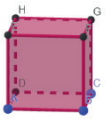
Razão de raios	Número de coordenação	Estrutura do poliedro de coordenação
< 0,155	2	Linear
0,155 – 0,225	3	Triangular plana
0,225 – 0,414	4	Tetraédrica
0,414 – 0,732	6	Octaédrica
0,732 – 1,000	8	Cúbica
> 1,000	12	Dodecaédrica

Fonte: Pauling (1960); Toufan (1994); Essington (2003).

Do nosso exemplo hipotético, confirmamos nossa predição de que só cabem duas bolas de basquete ao redor de uma bola de pingue-pongue, portanto com coordenação linear, e que cabe muito mais do que 12 bolas de pingue-pongue ao redor de uma bola de basquete, formando um poliedro complexo. O Quadro 3.1 apresenta os poliedros de coordenação possíveis listados na Tabela 3.1 segundo

representações no modelo de esferas e palitos (*ball and stick*) e a figura geométrica formada.

Quadro 3.1: Representação em esferas e palitos e figura geométrica formada para diferentes poliedros de coordenação

Coordenação (poliedro)	Representação *Ball and Stick**	Figura geométrica**
Linear		
Triangular plana		
Tetraédrica		
Octaédrica		
Cúbica		

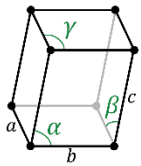
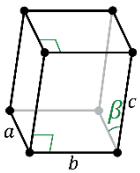
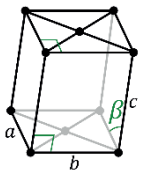
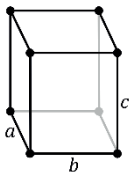
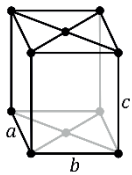
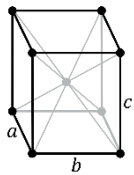
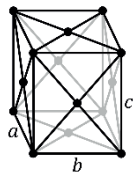
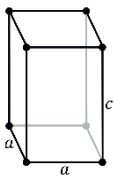
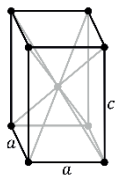
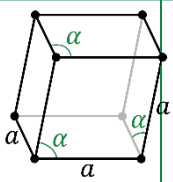
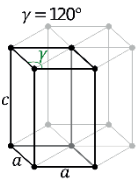
Fonte: *figuras elaboradas pelo autor no aplicativo Avogadro (Hanwell *et al.*, 2012). **figuras elaboradas pelo autor no aplicativo Geogebra.

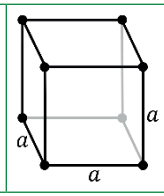
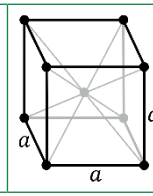
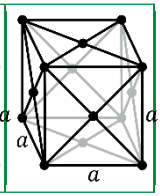
Agora que entendemos o que são poliedros de coordenação e por que eles se organizam, pelo menos do ponto de vista geométrico, é importante fazermos uma distinção. Peguemos novamente a halita como exemplo. A Figura 2.5 mostra a

unidade mínima estrutural que representa um cristal de halita. Em outras palavras, o cristal de halita é constituído de repetições desta unidade mínima no espaço. Esta unidade mínima que se repete no espaço construindo a estrutura de um cristal é chamada de *cela unitária*. Pense como no caso de uma casa, a estrutura da casa sendo a estrutura do cristal e os tijolos sendo a cela unitária. Perceba que o poliedro de coordenação octaédrico aparece no centro da cela unitária da halita, entretanto, se considerarmos o aspecto estrutural formado pela cela unitária e sua repetição no espaço, o cristal não possuirá estrutura octaédrica. O poliedro de coordenação e a estrutura do cristal são coisas distintas. Como já vimos, o cristal de halita se cristaliza em um sistema cristalino cúbico de face centrada, mas o poliedro de coordenação formado pelo átomo de Na coordenando os seis átomos de Cl é octaédrico. O francês Auguste Bravais (1833-1863) corrigiu o trabalho de Moritz Ludwig Frankenhein (1801-1869) sobre geometrias possíveis com a base em celas unitárias e chegou ao sistema adotado atualmente de 14 redes (ou *lattices*) de Bravais (Quadro 3.2). Note que se considerarmos apenas os átomos de Na na Figura 2.5, a conformação é exatamente igual à rede cúbica face-centrada no Quadro 3.2.

Temos agora condição de esclarecer a questão dos carbonatos de cálcio calcita e aragonita. Apesar de terem a mesma fórmula, enquanto a calcita cristaliza no sistema trigonal, que é um tipo de sistema hexagonal, a aragonita cristaliza no sistema ortorrômbico. Note ainda que, conforme representado no Quadro 3.2, os cristais tridimensionais são representados por seis parâmetros, os comprimentos dos lados a, b e c das figuras geométricas e os ângulos que os eixos fazem entre si, ou os ângulos internos das figuras, representados por α, β e γ. Dessa forma, o sistema cúbico primitivo é representado por um cubo perfeito onde os lados a, b e c têm dimensões iguais $a = b = c$ e os ângulos internos são todos retos: $\alpha = \beta = \gamma = 90°$. As relações entre os ângulos e os lados também estão representadas no Quadro 3.2.

Quadro 3.2: As 14 redes cristalinas de Bravais

Família de cristais	Rede cristalina	14 Redes de Bravais			
		Primitivo (P)	**Base-centrado (C)**	**Corpo-centrado (I)**	**Face-centrado (F)**
Triclínico a ≠ b ≠ c α ≠ β ≠ γ					
Monoclínico a ≠ b ≠ c α = γ = 90°; β > 90°					
Ortorrômbico a ≠ b ≠ c α = β = γ = 90°					
Tetragonal a = b ≠ c α = β = γ = 90°					
Hexagonal	Romboédrico a = b = c α = β = γ < 120°				
	Hexagonal a = b ≠ c α = β = 90°; γ = 120°				

Cúbico a = b = c α = β = γ = 90°				

Fonte: elaborado pelo autor com base em ilustrações disponíveis em https://en.wikipedia.org/wiki/Bravais_lattice. Acesso em: 2 jun. 2021.

3.2 Cristaloquímica

Vimos que a relação entre os raios atômicos de átomos que formam as estruturas dos cristais influencia a formação de poliedros de coordenação e da estrutura cristalina do mineral em si. Os elementos se ligam formando a estrutura cristalina através das ligações químicas que você deve ter aprendido em química básica. Os dois principais tipos que aparecem na maioria dos minerais são a ligação química ou covalente e a ligação iônica ou de Coulomb.

A ligação iônica é uma ligação física em que dois átomos carregados, ou íons, são ligados por forças de natureza eletrostática ou forças de Coulomb. Assim, a força de atração eletrostática entre duas cargas é regida pela lei de Coulomb e é proporcional ao inverso do raio de separação entre as cargas

$$F(r) = \frac{Q_1 Q_2}{4\pi\varepsilon_0 \varepsilon r^2} \qquad \text{(N)} \qquad \text{(Equação 3.2)}$$

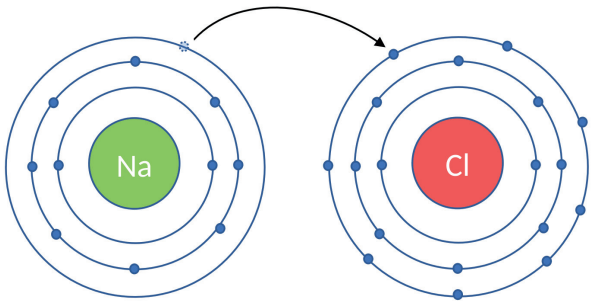
onde F é a força de ligação na direção do raio entre as duas cargas, Q_1 e Q_2 são os valores das duas cargas, em Coulombs, ε_0 é a permissividade elétrica do vácuo (8,854 x 10^{-12} C^2 J^{-1} m^{-1}), ε é a permissividade elétrica do meio (C^2 J^{-1} m^{-1}) e r é o raio de separação entre as cargas (m). A energia livre de interação entre dois íons pode ser calculada conhecendo-se a valência dos íons e a carga do elétron:

$$w(r) = \frac{Q_1 Q_2}{4\pi\varepsilon_0 \varepsilon r} = \frac{z_1 z_2 e^2}{4\pi\varepsilon_0 \varepsilon r} \qquad \text{(J)} \qquad \text{(Equação 3.3)}$$

em que z_1 e z_2 são as valências dos íons e *e* é a carga do elétron 1,602 x 10^{-19} C. No estudo de cristalografia e mineralogia avançadas, o cálculo destas energias de ligação pode ser importante. No caso do cristal de halita, as ligações são multidi-

recionais. Como você pode ver na Figura 2.4, cada átomo de cloro está rodeado de seis átomos de sódio, e vice-versa. Isso torna o cálculo um pouco mais complicado em um cristal cúbico como a halita, e muito mais complicado em outros cristais de menor simetria. Para fins práticos, você pode entender a ligação iônica na forma tradicional, ou seja, como a doação de elétrons da camada externa de um cátion para a camada externa de um ânion adquirindo ambos configuração estável (Figura 3.4).

Figura 3.4: Ligação iônica onde há doação de um elétron da última camada de valência do sódio para a última camada do cloro



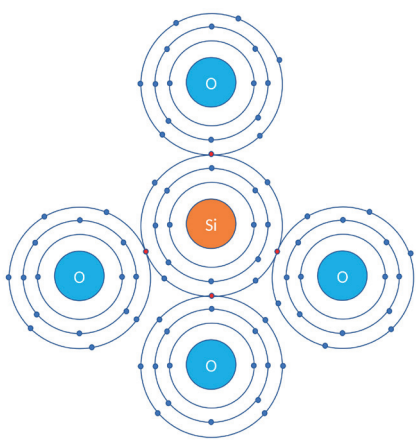
Apesar de a energia de ligação entre os átomos ser muito elevada e de longa distância (em termos atômicos) na ligação iônica, ela é muito enfraquecida em água e outros líquidos de alta permissividade dielétrica, ε. Note que ε está no denominador da Equação 3.1. Por isso, cristais formados por ligações iônicas tendem a ter maior solubilidade em água, como é o caso de cloretos como o NaCl e o KCl e sulfatos como a anidrita $CaSO_4$.

A ligação covalente é formada por complexas interações quânticas cuja descrição vai muito além do escopo deste livro. Para nossa discussão é suficiente entender a ligação covalente como o compartilhamento de elétrons na última camada de valência de dois átomos, de modo a garantir a estabilidade eletrônica (Figura 3.5). O elemento silício possui quatro elétrons no seu orbital mais externo, e pode alcançar a configuração estável compartilhando quatro elétrons com outro elemento de

valência negativa. Se observarmos a composição elementar da crosta, não é de surpreender que este elemento seja o oxigênio (Tabela 3.2). Além da abundância, a relação entre os raios descrita anteriormente e as características físicas e químicas dos átomos de silício e oxigênio fazem com que a configuração alcançada seja exatamente a coordenação de número quatro formando um poliedro de coordenação tetraédrico (Tabela 3.1 e Quadro 3.1). Entretanto, este tetraedro de silício não é uma estrutura eletrostaticamente neutra, já que os quatro átomos de oxigênio que ocupam cada um dos ápices do tetraedro não possuem configuração estável. A fórmula química de cada tetraedro individual pode ser representada como $[SiO_4]^{4-}$, uma vez que resta déficit de um elétron na camada externa de cada oxigênio.

Existem ainda as ligações do tipo metálica, ou nuvem de elétrons, e as ligações de van der Waals, dipolo-dipolo, hidrogênio, dentre outras. Estas ligações ocorrem em situações mais específicas em mineralogia e química de solos e não serão discutidas em detalhe.

Figura 3.5: Ligações covalentes entre um átomo de silício e quatro átomos de oxigênio



Nota: cada elétron representado por um círculo vermelho é compartilhado entre o átomo de silício e um átomo de oxigênio.

Tabela 3.2: Composição elementar da crosta considerando os elementos mais abundantes

Elemento	Proporção em base massa (%)
O	46,10
Si	28,20
Al	8,23
Fe	5,63
Ca	4,15
Na	2,36
Mg	2,33
K	2,09

Fonte: Haynes *et al*. (2016).

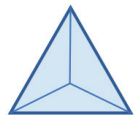
3.3 Classificação dos minerais

Os tetraedros individuais precisam então tornar estável a configuração de elétrons nos quatro oxigênios presentes em cada um de seus vértices. Isso ocorre na natureza de duas maneiras distintas: ou cátions divalentes fazem uma espécie de ponte entre os tetraedros, ou os tetraedros compartilham entre si um ou mais oxigênios presentes nos vértices. Os minerais compostos por tetraedros de silício são os silicatos, e os silicatos são subdivididos de acordo com o grau de compartilhamento de oxigênios entre os tetraedros adjacentes. Os seis tipos de silicatos, de acordo com o grau de compartilhamento de tetraedros, estão listados a seguir.

Nesossilicatos

Nesta classe não há compartilhamento de oxigênios entre tetraedros, sendo a neutralidade eletrostática da estrutura garantida pelos cátions divalentes entre os tetraedros (Figura 3.6).

Figura 3.6: Estrutura elementar dos nesossilicatos



A fórmula da unidade de tetraedro individual é $[SiO_4]^{4-}$, uma vez que em cada ápice existe déficit de um elétron. Lembre-se que no centro do tetraedro existe um átomo de silício e que o tetraedro possui quatro vértices, cada um ocupado por um oxigênio. Um exemplo dessa classe é a olivina $(Mg,Fe)_2(SiO_4)$. Note ainda que, apesar de o tetraedro possuir carga negativa, a fórmula da olivina tem sua neutralidade garantida pelos cátions.

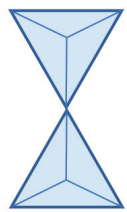
$$(Mg,Fe)_2^{2+}(SiO_4)^{4-} \qquad \text{(Fórmula 3.1)}$$

de modo que (2 x 2+) + (4-) = 0. O primeiro trecho entre parênteses indica que os pontos na estrutura entre os tetraedros podem ser ocupados por Mg ou Fe e, assim, a proporção entre eles depende do exemplar em particular. Isto é um exemplo de uma fórmula química definida dentro de certos limites, como discutimos.

Sorossilicatos

Nesta classe há compartilhamento de um oxigênio entre tetraedros (Figura 3.7).

Figura 3.7: Estrutura elementar dos sorossilicatos

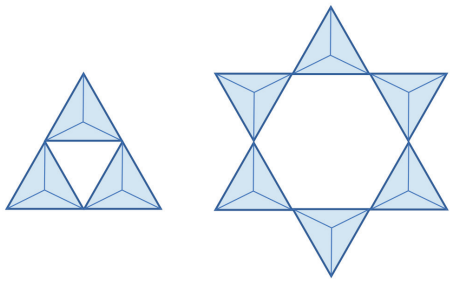


Pelo mesmo raciocínio da classe anterior, a fórmula do par de tetraedros é $[Si_2O_7]^{6-}$, uma vez que um dos oxigênios é compartilhado entre os átomos de silício. Um exemplo dessa classe é a akermatita $Ca_2Mg(Si_2O_7)$.

Ciclossilicatos

Nesta classe há compartilhamento de dois oxigênios entre tetraedros, formando anéis de três ou de seis tetraedros (Figura 3.8).

Figura 3.8: Estrutura elementar dos ciclossilicatos

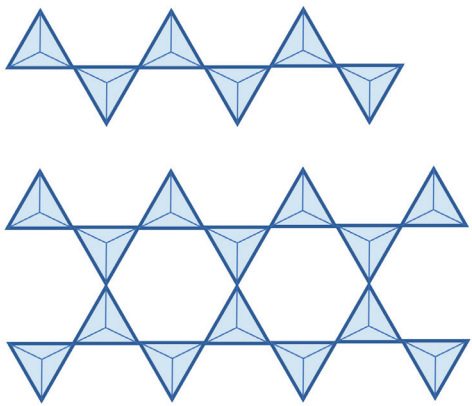


No primeiro caso, a fórmula é $[Si_3O_9]^{6-}$, e no segundo é $[Si_6O_{18}]^{12-}$, uma vez que um dos oxigênios é compartilhado entre os átomos de silício. Um exemplo dessa classe é o berílio $Be_3Al_2(Si_6O_{18})$.

Inossilicatos

Nesta classe há compartilhamento de dois ou três oxigênios entre tetraedros, formando cadeias simples ou duplas (Figura 3.9).

Figura 3.9: Estrutura elementar dos inossilicatos

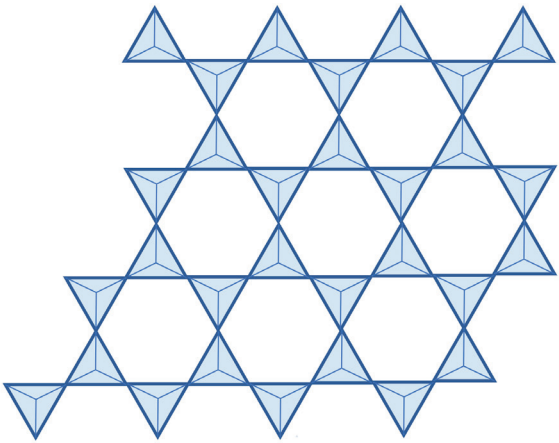


No primeiro caso, a fórmula estrutural básica é $[Si_2O_6]^{4-}$, e no segundo é $[Si_4O_{11}]^{6-}$. Exemplos de um grupo de inossilicatos de cadeia simples são os piroxênios, tendo como mineral membro a enstatita $Mg_2(Si_2O_6)$, e no caso dos de cadeia dupla, o grupo dos anfibólios, tendo como membro a tremolita $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$. No caso destes minerais em que os grupos de tetraedros não são individualizados, a definição da unidade para cálculo das valências é um pouco mais complicada e depende de conhecimentos de cristalografia um pouco mais avançados. Caso queira saber mais, é recomendado consultar um livro de cristalografia ou mineralogia conforme listado nas referências ou outro de sua preferência.

Filossilicatos

Nesta classe há compartilhamento dos três oxigênios basais entre os tetraedros, formando uma estrutura na forma de folhas (Figura 3.10).

Figura 3.10: Estrutura elementar dos filossilicatos

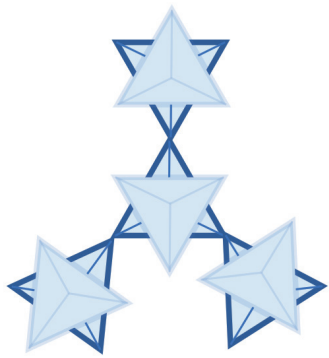


Imagine que o padrão anterior se repita nas direções no plano da página, formando uma folha, em analogia a uma folha de papel. O próprio nome *filon* ou φύλλον vem de "folha" em grego. A fórmula estrutural dos filossilicatos é $[Si_2O_5]^{4-}$. Os filossilicatos constituem uma parte importante dos minerais presentes nos solos, como é o caso da caulinita $Al_2Si_2O_5(OH)_4$, montmorillonita e vermiculita. Omitimos, entretanto, a fórmula destes dois últimos por razões que ficarão aparentes no capítulo sobre mineralogia do solo. Outros minerais de interesse econômico como o grupo das micas e o talco $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ fazem parte desta classe, sendo o talco exatamente o mineral usado para fazer o componente de mesmo nome que você compra em farmácias e mercados.

Tectossilicatos

Esta classe apresenta o grau máximo de compartilhamento de oxigênios entre tetraedros, ou seja, quatro. A ilustração a seguir apresenta apenas uma parte de uma estrutura hipotética. Imagine que as ligações se propagam no espaço em todas as direções (Figura 3.11).

Figura 3.11: Estrutura elementar dos tectossilicatos



Como todos os oxigênios estão compartilhados, a unidade de estrutura é neutra $[SiO_2]^0$. Fazem parte desta classe minerais de abundância significativa e de importância econômica, sendo dois dos grupos mais comuns o dos feldspatos, tendo como exemplos de membros o ortoclásio $KAlSi_3O_8$ e os plagioclásios, e o grupo do quartzo SiO_2. Os plagioclásios constituem uma solução sólida com composição variando desde cálcio, na anortita $CaAl_2Si_2O_8$, a sódio, na albita $NaAlSi_3O_8$, com os membros intermediários bytownita, labradorita, andesina e oligoclásio.

Para os demais minerais, a classe é então definida pelo ânion ou radical aniônico correspondente, do mesmo modo que foi feito para os silicatos. O Quadro 3.3 apresenta classes de minerais comuns na natureza, o radical identificador, subclasses e observações importantes. Como veremos, os principais minerais encontrados nos solos se enquadram nas classes dos óxidos e filossilicatos. Solos mais jovens ou formados sobre determinados tipos de rochas félsicas ou quartzosas podem também ter uma grande proporção de tectossilicatos.

Quadro 3.3: Classificação dos minerais quanto à composição química

Classe	Subgrupos	Exemplo	Fórmula	Observações
Elementos Nativos	Metais Nativos	Ouro	Au	
	Semimetais Nativos	Arsênio	As	
	Não Metais Nativos	Enxofre Elementar	S	
Óxidos O^{2-}, OH^{-}	Anidros	Hematita	Fe_2O_3	Comum em solos tropicais
	Hidratados	Goethita	FeOOH	Comum em solos tropicais
Sulfetos S^{2-}		Pirita	FeS_2	Popularmente conhecida como "ouro de tolo"
Sais Halogênios*		Halita	NaCl	Uma das fontes do sal de cozinha
Carbonatos CO_3^{2-}		Calcita	$CaCO_3$	Uma das fontes de calcário agrícola
Sulfatos SO_4^{2-}	Anidros	Anidrita	$CaSO_4$	
	Hidratados	Gipsita	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Mesma fórmula e função do gesso agrícola
Fosfatos PO_4^{3-}		Apatita	$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$	Fonte de fertilizantes fosfatados
Silicatos Si_mO_n**	Nesossilicatos	Zircão	$ZrSiO_4$	Usado em datação geológica
	Sorossilicatos	Hemimorphita	$Zn_4(Si_2O_7)(OH)_2 \cdot H_2O$	
	Ciclossilicatos	Berílio	$Be_3Al_2(Si_6O_{18})$	
	Inossilicatos	Enstatita	$MgSiO_3$	
	Filossilicatos	Caulinita	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	Comum nos solos dos trópicos
	Tectossilicatos	Quartzo	SiO_2	Popular "cristal de rocha"

Notas: consulte o grupo dos halogênios na tabela periódica dos elementos.

** *m* e *n* são números positivos inteiros ou fracionais

Referências

ESSINGTON, M. E. *Soil and water chemistry:* an integrative approach. Boca Raton: CRC Press, 2003. 534 p.

HAMMOND, C. *The basics of crystallography and diffraction*. 4. ed. Oxford: Oxford University Press, 2015. 542 p.

HANWELL, M. D.; CURTIS, D. E.; LONIE, D. C.; VANDERMEERSCH, T.; ZUREK, E.; HUTCHISON. G. R. Avogadro: An advanced semantic chemical editor, visualization, and analysis platform. *Journal of Cheminformatics*, v. 4, artigo 17, 2012.

HAYNES, W. M.; LIDE, D. R.; BRUNO, T. J. *CRC handbook of chemistry and physics*. 97. ed. Boca Raton: CRC Press, 2016. 2670 p.

ISRAELACHVILI, J. N. *Intermolecular and surface forces.* 3. ed. Amsterdam: Academic Press, 2011. 676 p.

KLEIN, C; DUTROV, B. *Manual de ciência dos minerais.* 23. ed. Porto Alegre: Bookman, 2012.

MOMMA, K.; IZUMI, F. VESTA 3 for three-dimensional visualization of crystal, volumetric and morphology data. *Journal of Applied Crystallography*, v. 44, n. 6, p. 1272-1276, 2011.

PAULING, L. *Nature of the chemical bond*. 3. ed. Cornell: Cornell University Press, 1960. 644 p.

TOOFAN, J. A simple expression between critical radius ratio and coordination numbers. *Journal of Chemical Education*, v. 71, n. 2, p. 147, 1994.

Rochas

4

Tentamos neste capítulo a tarefa impossível de dar uma introdução geral e concisa sobre rochas e sua relação com a ciência do solo. A petrologia é o estudo das rochas e é subdividida de acordo com os tipos de gênese, ou formação, das rochas em petrologia ígnea, petrologia sedimentar e petrologia metamórfica. Cada ramo da petrologia é um campo de estudo dentro da geologia, com bibliografia particular, e constitui uma ou mais disciplinas específicas em cursos de geociências e geografia física. Antes de explicarmos com algum detalhe cada tipo de rocha, é importante fornecermos uma definição geral como ponto de partida para entendermos a relação entre os diferentes tipos de rochas. Os tipos a seguir estão organizados na sequência usualmente observada em livros didáticos e currículos de cursos. As rochas ígneas são apresentadas primeiro devido à sua ligação direta com o magma e a lava presentes na Terra, sua posição no chamado ciclo das rochas, e o fato de que podem ser utilizadas como um exemplo para a compreensão do intemperismo que pode dar origem às rochas sedimentares. As rochas metamórficas são em geral estudadas por último, uma vez que qualquer tipo de rocha, ígnea, sedimentar ou mesmo metamórfica, pode sofrer metamorfismo e se tornar outra rocha metamórfica.

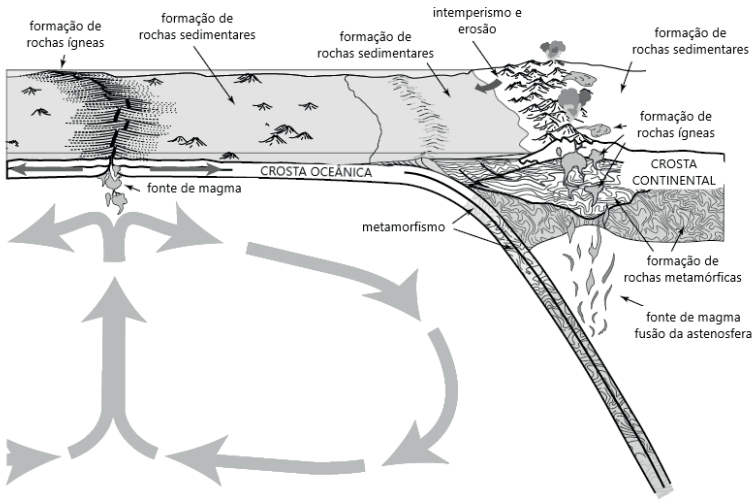
Rochas ígneas: São formadas a partir da solidificação e cristalização de material rochoso fundido, seja magma, seja lava, formando um material consolidado.

Rochas sedimentares: São formadas a partir da deposição e consolidação de sedimentos e/ou pela precipitação de minerais em solução em condições de pressão e temperatura relativamente baixas.
Rochas metamórficas: São formadas a partir de transformações no estado sólido, ou seja, sem fusão completa dos minerais, em condições de pressão e/ou temperatura muito mais altas que aquelas que formam as rochas sedimentares.

Do ponto de vista didático, os três tipos de rochas são ligados pelo chamado ciclo das rochas (Figura 4.1). Sabemos hoje que a Terra é composta por várias camadas de composições, densidades e temperaturas diferentes. A camada mais externa e sólida é a crosta, dividida em crosta oceânica e crosta continental. A crosta oceânica é mais densa e, portanto, mais fina do que a crosta continental. As diferenças de densidade e espessura ocorrem para manter o equilíbrio isostático da crosta. Em outras palavras, caso a crosta oceânica fosse tão espessa como a crosta continental, sua maior densidade faria com que ela tivesse uma massa muito maior, causando um desequilíbrio na distribuição de forças na superfície – um desequilíbrio mecânico insustentável. Variações menores nas espessuras das crostas são possíveis e geram tensões que podem contribuir para o metamorfismo e outros processos dinâmicos na crosta. A crosta oceânica tem em torno de 5 km a 10 km de espessura e densidade em torno de 3000 kg m^{-3}, enquanto a crosta continental tem em torno de 25 km a 70 km de espessura e densidade em torno de 2700 kg m^{-3}. A diferença de densidade se dá pela diferença de composição: a crosta oceânica é rica em minerais contendo silício e elementos mais pesados como ferro, além de magnésio, ou minerais *máficos*, os quais compõem as rochas básicas como os basaltos, enquanto a crosta continental é rica em minerais contendo silício e elementos mais leves como alumínio e potássio, ou minerais *félsicos*, os quais compõem as rochas félsicas como os granitos. A litosfera é composta pela crosta e pelo manto sólido, tendo em torno de 5 km a 200 km de espessura. Abaixo encontra-se o manto

propriamente dito, a uma profundidade em torno de 35 km até 2890 km. O manto se subdivide em manto superior, zona de transição e manto inferior. Nas camadas mais internas da Terra encontra-se o núcleo externo, em torno de 2890 km a 5150 km, e o núcleo interno, entre 5150 km e 6360 km. O leitor com alguma exposição à geologia deve ter notado que deixamos de lado as descontinuidades de Mohorovicic, Gutenberg e Lehmann-Bullen. Essas transições nada mais são que regiões com propriedades distintas das camadas acima e abaixo, e que influenciam a utilização de métodos geofísicos. A espessura destas regiões é muito menor que as espessuras das camadas em si, e elas se encontram abaixo da crosta, manto inferior e núcleo externo, respectivamente.

Figura 4.1: Ciclo das rochas



Fonte: adaptado pelo autor de: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Rock_cycle_nps.PNG#/media/File:Rock_cycle_nps.PNG. Acesso em: 2 jun. 2021.

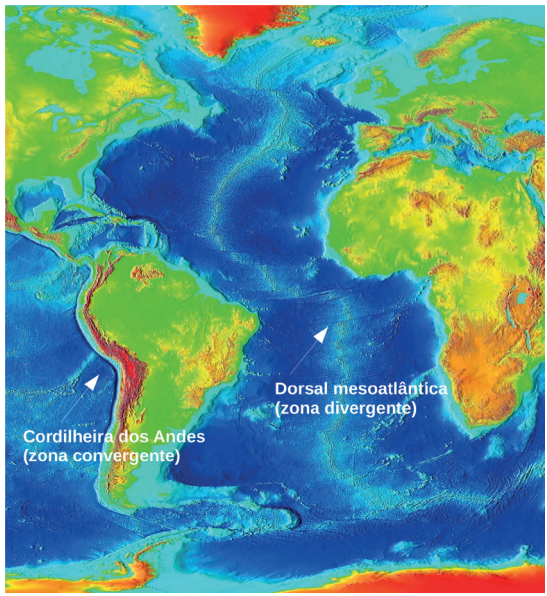
Apesar de o manto ser composto por rochas sólidas, no longo prazo, devido à imensa pressão e às elevadas temperaturas a que estas rochas são expostas, em torno

de 200 °C na parte superior a 4000 °C no seu limite inferior, elas se comportam como um fluido viscoso, principalmente na sua camada mais superior, a astenosfera. Em determinadas regiões da Terra o manto se funde, formando material de magma o qual pode fluir para a superfície e ser extravasado na forma de lava em vulcões ou derrames. Na Figura 4.1 duas destas regiões são ilustradas. A região à esquerda representa uma cadeia oceânica, onde o magma sobe à superfície formando uma fissura na superfície do assoalho oceânico e empurra a crosta em direções contrárias à medida que a lava se resfria, dando origem a uma nova crosta.

A crosta empurrada colide com a crosta continental no seu limite externo e gera uma zona de subducção, como na parte direita da Figura 4.1. Ali as imensas pressões e deformações tectônicas geradas pelo contato entre as placas podem gerar soerguimento e orogênese de cadeias de montanhas, como no caso dos Andes e dos Himalaias, além de deformações estruturais por forças direcionais, gerando zonas de metamorfismo continental, terremotos e deformação parcial de crosta, e vulcanismo.

Pelas diferenças entre as propriedades físicas da crosta e do manto e camadas inferiores e por fluxos convectivos, a crosta está em constante movimento, o que gera a deriva continental e os processos dinâmicos na crosta. A Figura 4.2 indica o mapa de relevo da região do oceano Atlântico. Nela está ilustrado um exemplo real do diagrama da Figura 4.1. Perceba a fratura no meio do oceano Atlântico, que é uma zona de geração de placa que empurra os continentes africano e sul-americano em direções opostas. Já no outro extremo, a zona de subducção dos Andes gerou o soerguimento daquela cordilheira e o vulcanismo e terremotos observados na região.

Figura 4.2: Mapa de relevo da região do oceano Atlântico e áreas adjacentes



Fonte: adaptado pelo autor de: https://en.wikipedia.org/wiki/Mid-Atlantic_Ridge. Acesso em: 2 jun. 2021.

Nota: áreas em vermelho e amarelo indicam maiores elevações, áreas em verde são intermediárias e áreas em tons de azul indicam menor elevação.

Note ainda pela Figura 4.2 que o Brasil está de certa forma livre de vulcões e terremotos por não possuir zonas convergentes ou divergentes de larga escala em seu território. Zonas de terremoto como a falha de San Andreas na Califórnia são outro tipo de contato de placas chamado *transformante*, onde as placas se deslocam lateralmente uma em relação a outra. Ao contrário do que muitas vezes é mencionado na cultura popular, as fontes de águas termais no Brasil, como, por exemplo, de Caldas Novas-GO, não são devidas à atividade de magma ou vulcões dormentes e sim a aquíferos termais profundos onde a água é aquecida ao descer a grandes profundidades em fraturas nas rochas, onde a temperatura é maior do que a da superfície. O aquecimento à medida que se aprofunda em direção ao centro da Terra é chamado de gradiente geotérmico, em torno de 25 °C km^{-1}.

Uma vez que as rochas são formadas na superfície da Terra ou desenterradas pelo processo de erosão, elas são expostas à ação do clima, organismos, tensões mecânicas internas do corpo de rocha, forças gravitacionais e outros mecanismos que contribuem para a sua desagregação e destruição. Coletivamente, a ação imoderada ou intensa de sol, chuvas, gelo, variações térmicas naturais, ou seja, do coloquial mau tempo, dá origem ao termo *intempérie*, de onde vem a palavra *intemperismo*. O termo *intemperismo* é uma adequação do termo *weathering* do inglês, muitas vezes traduzido como *meteorização*. Discutiremos os mecanismos do intemperismo em um capítulo posterior. Por ora, o intemperismo pode ser definido segundo a definição dada no Capítulo 2 – em resumo, a desagregação das rochas.

Uma vez que o material é intemperizado, os fragmentos gerados podem tomar caminhos distintos. Em áreas planas, o material proveniente do intemperismo pode permanecer no local e sofrer pedogênese em uma camada muito fina da Terra, formando os solos. O material intemperizado pode ainda ser transportado na forma de sedimentos e se acumular em ambientes de energia mais baixa, dando origem aos depósitos de sedimentos. Na Figura 4.1, os sedimentos são depositados nas margens oceânicas e após milhares ou milhões de anos são soterrados, podendo sofrer diagênese, formando as rochas sedimentares. O mesmo ocorre em várias situações no continente onde pode haver ambientes de deposição. A Bacia Amazônica é um exemplo de ambiente de deposição de sedimentos provenientes do intemperismo gerado a partir da orogenia da parte norte da cordilheira dos Andes, iniciada em torno de 65 milhões de anos atrás. As rochas ígneas, metamórficas e sedimentares podem ser empurradas junto à placa em subducção para camadas mais internas da Terra, onde podem sofrer metamorfismo progressivo até a fusão a elevadas temperaturas e pressões, formando magma. O magma então pode ascender em outras porções do globo via fluxo convectivo, que dá origem à dinâmica de placas. Para entender os fluxos convectivos, pense em uma panela de água em ebulição. Ali são formados vórtices de fluido, a água se aquece no fundo da panela onde a temperatura é mais alta e sobe para a superfície, onde a temperatura é menor, tornando-se mais

fria e descendo. Lembre-se que grande parte dos materiais se torna menos denso quando aquecido e, portanto, tende a flutuar sobre um meio mais frio e denso. O material mais quente também possui maior energia interna. Apesar da visão simplificada dada pelo ciclo das rochas, pedogênese, vulcanismo, magmatismo, metamorfismo e diagênese são processos muito complexos que podem ocorrer em diferentes situações e ambientes na Terra. Daremos a seguir uma visão simplificada dos mecanismos de gênese e classificação dos três tipos de rochas.

4.1 Rochas ígneas

Conforme explicamos anteriormente, as rochas ígneas são formadas a partir de resfriamento de material rochoso que se encontra fundido ou, em termos mais simples, derretido. O magma tem origem em camadas mais profundas da Terra onde, por diferenças de densidade com relação ao material de rocha da crosta, ascende em direção às camadas superiores. O magma que é derramado de vulcões efusivamente e que flui de forma coerente é chamado de *lava*. Em termos gerais, qualquer material de magma que sai à superfície é chamado de lava. Os mecanismos que fazem com que o material saia à superfície são distintos e dependentes do tipo de magma e das condições da rocha encaixante. Os dois principais tipos de processos efusivos são o vulcanismo e os derrames.

Devido às grandes diferenças nas condições termodinâmicas na formação dos três tipos de rochas, cada tipo tende a ser formado por tipos específicos de minerais. Pela sua formação a partir de material de alta temperatura, as rochas ígneas tendem a ser compostas principalmente por olivina, piroxênio, anfibólio, micas, feldspatos, quartzo, feldspatoides e óxidos de ferro e titânio. Note que a maioria dos minerais são silicatos, tendo como exceção apenas os óxidos de ferro e titânio magnetita (Fe_3O_4) e ilmenita ($FeTiO_3$), que juntamente com outros minerais tendem a aparecer em menor quantidade, condição em que são chamados de *minerais acessórios*. A composição destas rochas e a presença de minerais com maior ou menor quantidade de sílica (SiO_2) são definidas pela composição do magma que dá

origem a elas. Os magmas advindos de camadas mais profundas da Terra tendem a ter menos sílica, enquanto aqueles advindos de fusão em regiões mais próximas da crosta continental tendem a ter mais sílica. Tradicionalmente, materiais com mais sílica eram também chamados de ácidos, enquanto materiais com menos sílica eram chamados de básicos. Entretanto, essa terminologia entrou em desuso uma vez que era baseada em teorias já defasadas, sendo os materiais atualmente classificados de acordo com o conteúdo de sílica em félsicos, intermediários, máficos e ultramáficos (Tabela 4.1).

Atenção!

A acidez nos solos é um conceito distinto da acidez nas rochas. A acidez nos solos é definida pelo pH de uma porção de solo em solução, ou seja, pela atividade de hidrogênio em solução, e isso será discutido em capítulos posteriores. Apesar de a acidez da rocha poder influenciar a acidez do solo formado sobre ela, os processos que levam a isso são completamente distintos e não devem ser confundidos.

Tabela 4.1: Classificação das rochas ígneas com base no conteúdo de sílica

Conteúdo de Sílica em Base Massa (%)	Classificação Atual	Classificação Anterior
> 66	Félsica	Ácida
52 a 66	Intermediária	Intermediária
45 a 52	Máfica	Básica
≤ 45	Ultramáfica	Ultrabásica

Essa subdivisão é feita então do ponto de vista químico, com base na constituição dos minerais que compõem a rocha, e pode ser feita por meio de análises geoquímicas composicionais. A identificação dos minerais e a classificação das rochas ígneas são ainda auxiliadas pela observação de uma amostra de mão, com ou

sem o auxílio de uma lupa, ou cortando-se uma amostra muito fina da rocha em uma serra específica para tal fim, e em seguida lixando-a e polindo-a até uma espessura em torno de 30 micrômetros (0,030 mm). Esta lâmina produzida é levada a um tipo especial de microscópio chamado de microscópio petrográfico. Esse microscópio é similar àqueles utilizados em aulas de biologia, porém tem a possibilidade de produzir luz polarizada, via utilização de prismas especiais chamados de nicóis. A luz polarizada pode interagir de forma distinta ao passar por um mineral, dependendo da sua estrutura cristalina, ou em materiais amorfos na ausência dela, auxiliando na sua identificação. Tanto em amostra de mão quanto no microscópico, procuramos padrões específicos e aspectos morfológicos, ou seja, de forma e disposição, que nos auxiliem na identificação dos minerais. Em petrologia, esses padrões em geral são a *textura*, a *estrutura* e a *fábrica* da rocha. A diferenciação entre esses três é complicada e confusa dependendo da referência adotada. Por conveniência, não utilizaremos e termo *fábrica* e definiremos a textura como a relação entre os cristais incluindo tamanhos, dimensões e forma, enquanto a estrutura se refere às características gerais de forma e organização observadas em uma amostra de mão, ou em escalas maiores, como em um afloramento de rochas. Em termos simples, as texturas são classificadas como:

Afanítica: Os cristais são bastante pequenos e não podem ser diferenciados a olho nu. Texturas deste tipo ocorrem em geral em materiais resfriados de forma mais rápida, na superfície, não havendo tempo suficiente para o crescimento de cristais maiores. Este tipo de textura é comum nos basaltos.

Fanerítica: Os cristais são diferenciados e podem ser vistos a olho nu. Este tipo tende a ocorrer em rochas intrusivas, em que o tempo para resfriamento é maior. O resfriamento lento permite a organização dos elementos em cristais maiores. Um exemplo deste tipo de estrutura é a dos granitos.

Porfirítica: Pelo menos uma espécie de mineral possui cristais de dimensões maiores que os demais. É encontrada em alguns tipos de rochas intrusivas resfriadas em dois estágios, um mais lento, em que há crescimento dos cristais maiores, seguido

por um mais rápido, em que há formação dos cristais menores. Rochas deste tipo são também chamadas de pegmatitos.

Vítrea: Semelhante ao vidro, sem formação de cristais e muitas vezes com fratura irregular ou concoide (ou conchoidal). Nesses materiais o resfriamento é normalmente muito rápido, na superfície da Terra, onde não há formação de estrutura cristalina, formando material de mineraloide vítreo. A obsidiana, ou vidro vulcânico, possui este tipo de textura.

Outro tipo de material pouco ou nada cristalizado é o púmice ou pedra-pomes, que é um material vítreo muito poroso e de resfriamento muito rápido em ambientes vulcânicos. Diferentes tipos de estruturas são possíveis em rochas ígneas, sendo alguns exemplos apresentados a seguir.

Maciça: Não há diferenciação de cristais ou outros aspectos estruturais a olho nu.

Granular: Cristais visíveis sem organização distinguível.

Orientada: Um ou mais tipos de cristais orientados segundo um plano particular. Este tipo de estrutura, apesar de possível, não é muito comum em rochas ígneas. Padrões de orientação são muito mais comuns em rochas metamórficas e sedimentares.

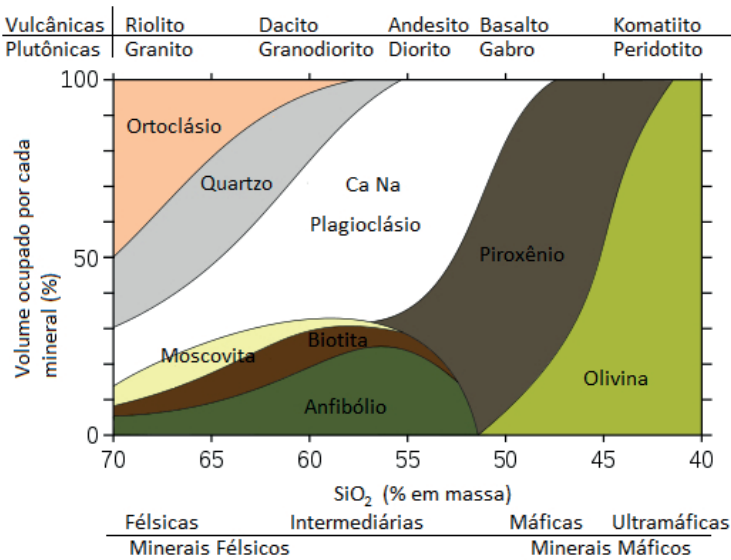
Vesicular: Aspectos de vesículas ou espaços vazios na forma de pequenas bolhas deixadas pelos gases ao escapar da lava em resfriamento. Comum em alguns basaltos, chamados basaltos vesiculares.

Amigdaloide: Formada pelo mesmo princípio da anterior, mas os espaços vazios foram preenchidos por um mineral secundário após sua formação.

Outros critérios de classificação das rochas ígneas, além de conteúdo de sílica, textura, estrutura e local de solidificação, são o índice de cor (M), que indica a proporção entre minerais claros e escuros, e o local de cristalização na crosta. A Figura 4.3 é um diagrama simplificado de classificação das rochas ígneas. Nela estão indicados a proporção de minerais presentes para equivalentes intrusivos e extrusivos, nomes e classificação quanto ao conteúdo de sílica. As rochas compostas por minerais mais claros ou félsicos tendem a ter índices de cor menores e tendem a ser formadas de fusão parcial da crosta continental. As rochas intermediárias possuem muitos minerais

félsicos e tendem a ser formadas em zonas de convergência pela mistura de magmas produzidos pela fusão parcial da crosta e de zonas mais profundas. As rochas máficas possuem maior proporção de minerais escuros ou máficos e são formadas pela fusão parcial do manto e predominantemente em zonas divergentes de limites de placas. Materiais ultramáficos são compostos totalmente, ou quase, de minerais máficos, e tendem a ser formados por magmas de camadas mais profundas do manto.

Figura 4.3: Diagrama simplificado de classificação das rochas ígneas

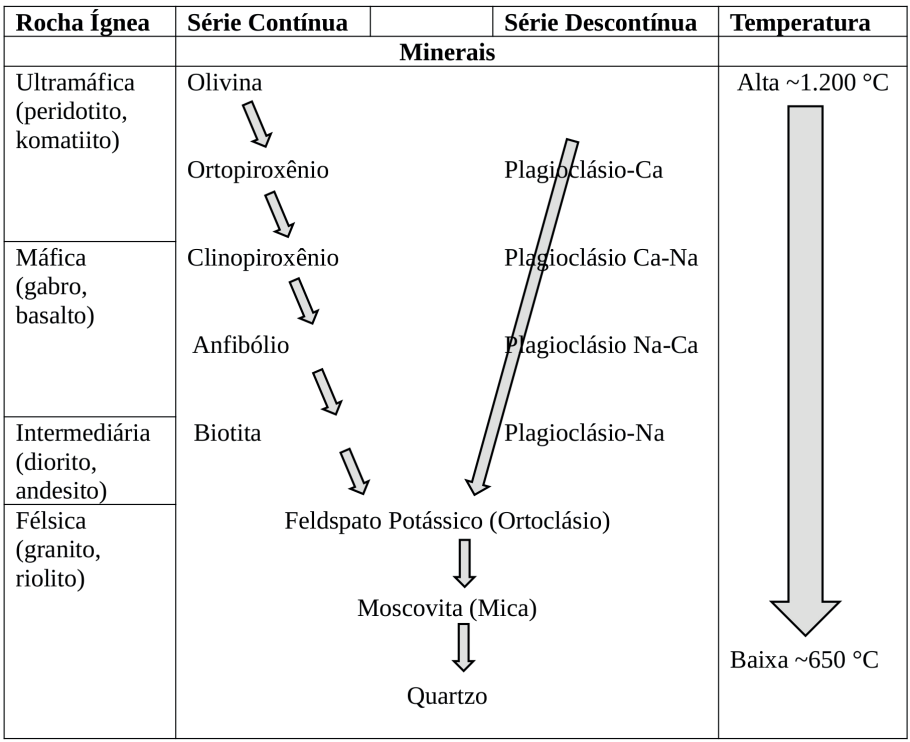


Fonte: elaborado pelo autor com base em https://en.wikipedia.org/wiki/Igneous_rock#/media/File:Mineralogy_igneous_rocks_EN.svg. Acesso em: 2 jun. 2021.

Outro aspecto que discutiremos de forma breve é que, em teoria, a partir de um mesmo magma é possível obter diferentes minerais e rochas, devido ao processo de fracionamento do magma. Isto se dá porque os minerais máficos, ou com menor conteúdo de sílica, tendem a se cristalizar primeiro, a temperaturas mais altas no magma, de modo que os últimos cristais a se formar tenderão a ser cada vez mais

félsicos, até o último a se cristalizar a temperaturas mais baixas, em torno de 650 °C, o quartzo, composto essencialmente de sílica pura (Figura 4.4). Esta série é chamada de série de reação de Bowen, em homenagem ao pesquisador que a identificou, Norman L. Bowen. Em termos gerais, essa série é o inverso da série de resistência de minerais ao intemperismo, chamada de série de Goldich. A série de Goldich é muito importante na pedogênese e voltaremos a discuti-la em capítulos posteriores.

Figura 4.4: Série de Reação de Bowen



4.2 Rochas sedimentares

As rochas sedimentares têm um papel importante no ciclo das rochas, uma vez que sua formação depende do intemperismo de outro tipo de rocha, podendo ser ígnea, metamórfica ou mesmo sedimentar. O intemperismo é apenas a primeira

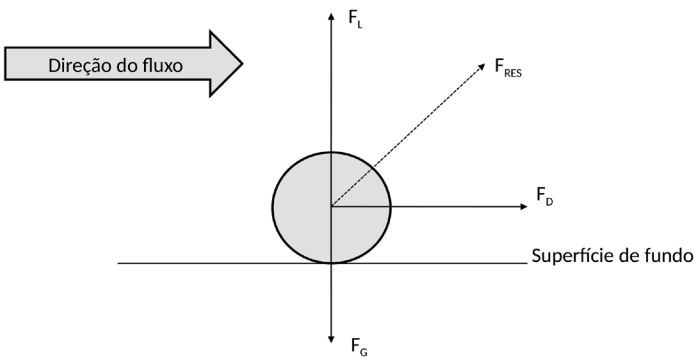
etapa para a formação das rochas sedimentares e é compartilhado com a formação do solo. Entretanto, é importante frisar que a pedogênese e a formação de rochas sedimentares são processos diferentes, e a formação da rocha resulta em um material consolidado, ao contrário do solo. Uma vez que o material é intemperizado, os fragmentos podem permanecer no local de intemperismo, caso seja possível seu acúmulo nesta área, mas mais comumente o material é transportado para outra região onde ele pode se acumular. O processo de remoção do material de uma superfície é chamado de *erosão*. A erosão é um componente muito importante na dinâmica da Terra, uma vez que ajuda a moldar seu relevo, juntamente e em contraposição aos processos de dinâmica interna da Terra, que tendem a criar formas de relevo chamadas positivas, como as cadeias de montanhas. A erosão, por sua vez, tende a esculpir o relevo, formando vales, e tende a aplainar formações montanhosas e relevos positivos. O material então erodido e transportado e que vem a se acumular em outra posição na paisagem pode ser chamado de *sedimento*.

O transporte de sedimentos se dá em escalas desde muito pequenas, na ordem de alguns centímetros, até a escala global, em que quantidades massivas de sedimentos são transportadas ao longo do ano. Exemplos disso são os grandes rios como o Amazonas, Mississipi e Nilo, que em suas águas turvas transportam milhões de toneladas de sedimentos anualmente do continente para o mar. Sedimentos são frequentemente transportados pela força de atração gravitacional da Terra, como, por exemplo, os fragmentos de rochas que tendem a se acumular nos sopés das montanhas e escarpas. Entretanto, transportes em longas distâncias de imensas quantidades de matéria são proporcionados por um fluido com energia suficiente para suspender o sedimento, mantê-lo em suspensão e transportá-lo até um ponto onde o somatório das forças de transporte do meio é menor que as forças atrativas entre o sedimento e a Terra. Quando isso ocorre, o material sofre a sedimentação. Exemplo disso é o material transportado pelos ventos do Saara e o material transportado pelos grandes rios que sedimentam quando a água perde energia ao se encontrar com o mar. No caso dos rios, é comum a formação de deltas, onde sedimentos depositados cobrem extensas

áreas sob o oceano nas suas fozes. Um processo similar nos continentes é a formação dos leques aluviais, com a diferença de que eles tendem a ser formados por eventos periódicos de passagem de água com alta energia, sendo capazes de transportar fragmentos de grandes tamanhos e de pesos e formatos irregulares. Uma vez que o material é depositado, ele se torna um depósito de sedimentos e não é ainda um material consolidado, tampouco uma rocha sedimentar. Para que ele se torne uma rocha é necessário que ocorra um conjunto de processos que gradualmente causa a compactação e a consolidação dos sedimentos. Antes de discutirmos estes processos, é importante focar no transporte, pois ele é um elemento muito importante na definição das características da rocha sedimentar formada, e na sua identificação.

O transporte de sedimentos em um meio fluido depende da ocorrência de uma força resultante capaz de erguer o material e colocá-lo em suspensão. Isso depende de aspectos de dinâmica de fluidos que regem a interação entre o sólido e o fluido, seja a água, seja um gás, como no caso do ar. Para um sedimento depositado sobre uma superfície e sujeito a um fluido em movimento, a decomposição das forças é mostrada na Figura 4.5.

Figura 4.5: Decomposição das forças atuantes em uma partícula de sedimento sobre uma superfície sólida e sujeita a um fluxo de um fluido



Nota: F_L é a força de sustentação (do inglês *lift*), F_D é a força de arrasto (do inglês *drag*), F_G é a força gravitacional e F_{RES} é a força resultante.

Em um modelo mais realista, a partícula se assenta sobre outras partículas e não sobre uma superfície plana, o que faz com que as linhas de fluxo do fluido possam passar ao redor da esfera idealizada. Com isso, as características do fluxo são diferentes na parte superior e inferior da esfera e, por um princípio mecânico similar ao que uma asa faz um avião levantar voo no ar, a esfera entra em suspensão na água. As forças de arrasto e de sustentação são proporcionais à velocidade do fluxo do fluido, enquanto a força gravitacional depende da massa da partícula. A massa pode ser expressa pelo produto da densidade pelo volume da partícula, e assim, se considerarmos a densidade de um conjunto de partículas de sedimentos como uniforme, a força gravitacional depende do raio ou do diâmetro da partícula, uma vez que o volume da esfera é dado por:

$$V = \frac{4}{3}\pi r^3 \qquad \text{(Equação 4.1)}$$

Em que r = D/2 é o raio da partícula e D é o diâmetro da partícula.

Dessa forma, a força resultante também é dependente do raio ou diâmetro da partícula, e a capacidade do meio de transportar uma partícula depende da relação entre o raio da partícula e a velocidade do meio. Quanto maior a velocidade do fluido, maior o diâmetro máximo das partículas transportadas. A velocidade de um fluido necessária para transportar areia é maior que aquela necessária para transportar silte e argila. Um meio que transporta areia, por outro lado, transporta também argila e silte, mas um meio de baixa velocidade, ou seja, águas mais calmas com competência para transportar apenas argila, não transporta silte e areia e tampouco partículas maiores como cascalhos e matacões. Para sedimentos que definiremos mais à frente como clásticos, a escala de Udden-Wentworth é utilizada para definir as classes de tamanhos (Tabela 4.2).

Tabela 4.2: Escala de Udden-Wentworth para classificação de diâmetros de partículas de sedimentos clásticos

Escala φ	Diâmetro Limite (mm)	Nome
-8	256	Matacão
-7	128	Calhau
-6	64	Cascalho
-1	2	Areia muito grossa
0	1	Areia grossa
1	0,500	Areia média
2	0,250	Areia fina
3	0,125	Areia muito fina
4	0,062	Silte grosso
5	0,031	Silte médio
6	0,016	Silte fino
7	0,008	Silte muito fino
8	0,0039	Argila

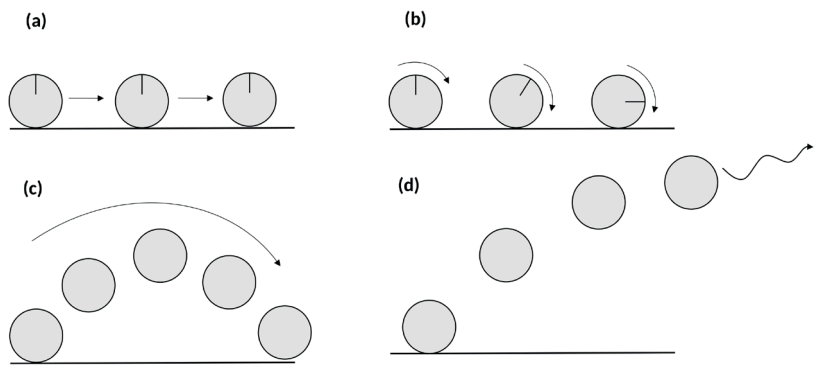
Fonte: elaborado pelo autor com base em https://en.wikipedia.org/wiki/Grain_size. Acesso em: 26 jun. 2023.

A escala inclui ainda o diâmetro φ (phi), muito utilizado na classificação de sedimentos, que é simplesmente o negativo do logaritmo em base 2 do diâmetro.[8] Note que foram omitidas algumas subdivisões nas frações maiores que areia, uma vez que essas frações não ocorrem com muita frequência nas rochas sedimentares de interesse para nossa discussão. Os tamanhos constantes na Tabela 4.2 correspondem a fragmentos que, por mais diminutos que possam ser, estão sujeitos às forças mostradas na Figura 4.5. Esses fragmentos são produzidos pelo intemperismo de

[8] Na verdade, a fórmula é $\varphi = -\log_2(D/D_0)$, onde D é o diâmetro em mm e D_0 é igual a 1 mm, de modo a manter a consistência de unidades.

rochas e são, portanto, fragmentos dessas rochas ou dos minerais que as compõem. O material que é transportado mantendo a mesma estrutura cristalina e composição química dos minerais originais, na forma de fragmentos, está sofrendo *transporte físico*. Segundo a intensidade das forças representadas na Figura 4.5, o transporte físico pode ser subdividido em quatro tipos: rolamento, arraste, suspensão e saltação (Figura 4.6).

Figura 4.6: Mecanismos de transporte físico de sedimentos: (a) arraste ou tração, (b) rolamento, (c) saltação e (d) suspensão



Se considerarmos um sedimento de mesmo tamanho, a saltação e a suspensão vão ocorrer em meio mais energético, ou seja, em fluxos de maior velocidade, em geral. A velocidades altas, o fluxo de um fluido deixa de ser laminar e passa a ser turbulento. No fluxo turbulento o fluido deixa de seguir linhas de fluxo, conforme definido pela equação de Bernoulli, e pode formar vórtices que têm comportamento caótico. Esses vórtices podem favorecer mecanismos de saltação e causar a erosão de leitos coesivos, como no caso de fundos de rios formados por argila compactada, onde os grãos são fortemente unidos. No arraste, o material pode sofrer abrasão, formando ângulos agudos e formas irregulares, enquanto o rolamento tende a gerar formas arredondadas. De modo geral, quanto mais arredondado for o grão, maior

deve ter sido o transporte em um meio que permite o rolamento, como a água. Sedimentos com alto grau de irregularidade podem ter sofrido pouco transporte, ou seja, podem estar próximos da área fonte ou terem sido transportados por um meio que não permite o rolamento, como no caso do gelo. Os vórtices podem favorecer a saltação, ou fornecer energia para que um material entre em suspensão, apesar de a suspensão não necessitar da ocorrência de vórtices e turbulência. Uma vez que o material entra em suspensão, ele tende a ser levado com o fluxo até que a energia diminua e ele possa sofrer o processo de *sedimentação*. O material em suspensão é o que em geral torna as águas dos rios turvas ou "barrentas". Quando o rio encontra o mar, e passando a zona de arrebentação, a energia do meio pode diminuir formando grandes depósitos de sedimentos.

Outro ponto importante do transporte físico por um fluido é a capacidade de seleção do meio. Por seleção, nesse caso, entendemos a homogeneidade dos tamanhos das partículas. Um meio chamado *bem selecionado* é aquele onde os grãos são todos aproximadamente de mesmo tamanho, enquanto um meio *mal selecionado* é aquele onde há uma mistura de grãos de diferentes dimensões, ou tamanhos de partículas, conforme a Tabela 4.2. O transporte por gravidade apenas e pelo gelo costuma gerar depósitos mal selecionados; o mesmo é verdade para um fluido em que a energia varia constantemente e de forma mais ou menos aleatória em um mesmo local. A seleção é claramente visível observando um rio ou um córrego (Figura 4.7). Em pontos onde a água é calma ou parada, tende a haver acúmulo de argila e silte, materiais que requerem energia ou velocidades de correntes muito baixas para se depositarem. Em corredeiras ou na parte inferior de cachoeiras a energia é muito grande e apenas fragmentos grandes como cascalhos, calhaus e até matacões tendem a se acumular. Cascalhos e areia depositados em certos pontos nas margens de rios indicam que eles estão sujeitos a eventos de alta energia que ocorrem periodicamente, que são os eventos de cheias durante precipitações de alta intensidade. Em áreas áridas, eventos de precipitação intensa de ocorrência muito rara podem transportar fragmentos muito grandes encontrados em vales

nessas regiões, o mesmo sendo verdadeiro para áreas frias onde ocorre degelo periódico de áreas mais elevadas, provocando intenso fluxo de água. Eventos em que há alternância de energia ao longo do tempo, principalmente em grandes bacias sedimentares, podem promover a formação de turbiditos e ritmitos.

Figura 4.7: Seleção de materiais clásticos à margem de um córrego (Brasília-DF)

Nota: observe os materiais de maiores tamanhos na parte inferior da foto, indicando que eles foram depositados por um evento de maior energia, como uma cheia causada por chuvas de maior intensidade.

Até agora analisamos o transporte e a deposição de materiais de fragmentos de rochas ou minerais, ou seja, materiais clásticos, mas não dissemos nada sobre a formação das rochas sedimentares que, como você deve lembrar, são um material *consolidado*. O depósito de sedimentos não é um material consolidado, ou seja, em geral não existe coesão entre os grãos individuais, ou pelo menos não existe coesão muito forte entre os grãos individuais. Assim, o material em geral é poroso e os grãos estão de certa forma livres para se mover ou se reorganizar entre si caso o material seja perturbado. Para que o material seja transformado em uma rocha sedimentar é necessário uma série de processos que gradualmente tornarão o material consolidado. Antes de discutirmos estes processos, é importante analisarmos

um segundo tipo de transporte. No capítulo que trata de mineralogia vimos que alguns tipos de rochas são formados por minerais em que as ligações são predominantemente iônicas. Estes minerais, principalmente carbonatos, sulfatos e sais halógenos, ao serem colocados em contato com a água podem sofrer dissolução à medida que os compostos químicos que os compõem são ionizados. Se tomarmos como exemplos a halita NaCl e a calcita $CaCO_3$, ao serem solubilizados, estes minerais não produzirão fragmentos que podem ser classificados de acordo com o tamanho, eles produzirão cátions e ânions, ou seja, íons Na^+, Ca^{2+}, Cl^- e CO_3^{2-} que serão transportados em solução. Ao chegarem a um ambiente de águas mais calmas e/ou condições geoquímicas específicas, eles não se sedimentarão, mas se precipitarão no fundo do corpo de água. O processo de precipitação segue a mesma lógica da produção de sal por evaporação, ocorre um fluxo contínuo de solução em direção a uma bacia, lago ou mar interior. Nesse mar ou lago a água é constantemente evaporada até que o produto de solubilidade dos íons seja excedido e o material se precipite. Como isso pode ocorrer por longos períodos, camadas muito espessas desses sedimentos podem ser formadas. Em muitas regiões que outrora foram mares interiores no Brasil, existe uma alternância de camadas formadas por estes materiais precipitados quimicamente e materiais transportados pela via física, devido à alternância de condições climáticas e geológicas durante a deposição desses materiais. Os depósitos de sal vinculados ao petróleo pré-sal no Atlântico foram formados em uma bacia e, posteriormente, mar interior, durante os estágios iniciais da fragmentação do supercontinente Pangeia iniciada há aproximadamente 175 milhões de anos. Este tipo de transporte, na forma de íons, é chamado de *transporte químico*.

Transporte físico: Os fragmentos de rochas minerais são transportados mantendo sua composição química e estrutura cristalina.
Transporte químico: O mineral é dissociado em água e os íons resultantes são transportados na forma de solução.

Como antes, o precipitado no fundo do rio ou do lago não é ainda uma rocha sedimentar, pois não é um material consolidado. Ao conjunto de processos que faz com que o material sedimentar não consolidado se transforme em uma rocha sedimentar é dado o nome de *diagênese*. De modo geral, a diagênese engloba todas as modificações sofridas pelo material após sua deposição inicial, incluindo a *litificação*, que é a fase final em que o material se torna consolidado. A diagênese está relacionada ao aumento da pressão e temperatura à medida que o material depositado é soterrado por novas camadas de material. No caso das rochas, estamos falando de soterramentos a centenas de metros ou até quilômetros de profundidade, de modo que as pressões são consideravelmente maiores que próximo à superfície. À medida que o material é soterrado e ao atingir maiores profundidades, pela dinâmica da crosta terrestre, pode haver um aumento substancial da temperatura, e assim esses dois fatores, pressão e temperatura, são motores da diagênese. Tenha em mente desde já que eles também são os motores do metamorfismo que forma as rochas metamórficas, mas o intervalo de valores de pressão e/ou temperatura são muitos maiores que na diagênese. Na litificação, a produção de um produto consolidado se dá por uma combinação de compactação, cimentação e, em alguns casos, cristalização de minerais de soluções ou recristalização.

Compactação: A compactação nada mais é do que a redução do espaço poroso de um material granular. Essa redução se dá pela pressão exercida pelas camadas acima, o que causa uma redução de volume do material à massa constante ou, alternativamente, o aumento da massa por unidade de volume, o que nada mais é

do que o aumento da densidade do material. A compactação causa contato mais próximo entre os grãos e, em alguns casos, ela por si só pode causar consolidação, uma vez que grãos irregulares podem ficar presos uns aos outros à medida que arestas irregulares agem como travas na estrutura. Em outros casos, a compactação expulsa parte da solução do meio poroso, podendo criar condições em que ocorre a precipitação de um cimento.

Cimentação: Se você conhece cimento no contexto da construção civil, você tem condições de compreender a cimentação relacionada à formação de rochas sedimentares. O cimento nada mais é do que um material que, ao secar, endurece e une as partes sólidas entre as quais ele é colocado. No caso da construção, ele está unindo tijolos ou blocos, e no caso das rochas sedimentares ele está unindo fragmentos de rocha que foram transportados e depositados naquele local. É claro que a cimentação na litificação é um processo natural realizado com materiais naturais, ao passo que o cimento de construção é formado por misturas artificiais, mas o princípio é similar. Qualquer material que possa precipitar nos poros entre os grãos maiores pode agir como cimento, incluindo sílica, carbonatos, óxidos e argilominerais, que serão discutidos com detalhe em mineralogia do solo, e diversos outros.

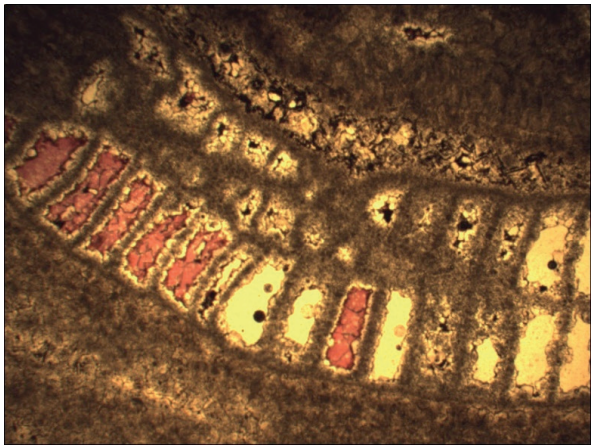
Cristalização: A cristalização se dá quando minerais são precipitados e cristalizados a partir da solução. Ela pode ocorrer entre os grãos de materiais clásticos ou pode ainda ocorrer em condições em que apenas os minerais formados pela cristalização estão presentes, sendo a porosidade, nesse caso, praticamente nula. Materiais formados por cristalização são comuns em rochas formadas por transporte químico, como nos casos dos evaporitos e carbonatos.

O mecanismo de transporte e de litificação e a composição da rocha sedimentar formada definem as classes de rochas sedimentares. As rochas sedimentares formadas por transporte físico e compostas por materiais clásticos ou detríticos

são chamadas de rochas sedimentares *detríticas* ou *clásticas*, enquanto aquelas formadas por transporte químico, precipitação e cristalização são chamadas de rochas sedimentares *químicas*. Há ainda um terceiro tipo que, devido à pequena abrangência e pouca influência em pedologia, não costuma ser discutido em materiais voltados à ciência do solo, que são as rochas sedimentares *orgânicas*. Como as pressões e temperaturas não são muito elevadas na diagênese em comparação com a formação de outros tipos de rochas, materiais de origem orgânica depositados em bacias sedimentares podem em alguns casos sofrer processos de consolidação e transformações similares àqueles sofridos pelos materiais inorgânicos. Um exemplo típico é a formação de carvão mineral. As características de formação de rochas sedimentares podem ser ainda propícias à formação de fósseis.

As formações fossilíferas são encontradas quase exclusivamente em rochas sedimentares. Fósseis de plantas primitivas e de animais como dinossauros com idades de centenas de milhões de anos são encontrados em formações de rochas sedimentares e são importantes indicadores de tempo geológico e da idade de deposição dos estratos. É importante ainda frisar que, no caso desses fósseis muito antigos, não há preservação de tecido animal ou vegetal como células, ossos e folhas, o espaço deixado pelos tecidos é preenchido por um tipo de cimento ou precipitado, ou material similar. Esse material ocupa o espaço, mantendo a forma das estruturas dos tecidos (Figura 4.8). Outro ponto importante relacionado às rochas sedimentares é que muitos depósitos de recursos estratégicos como petróleo, gás natural e fertilizantes estão relacionados a formações de rochas sedimentares. De forma bastante resumida, a classificação das rochas sedimentares é apresentada no Quadro 4.1.

Figura 4.8: Estrutura fossilífera de coral em carbonato sob microscópio petrográfico, magnificação 5x



Quadro 4.1: Classificação simplificada de rochas sedimentares

Origem	Subclasse	Rochas
Detrítica ou clástica	Textura grossa	Conglomerados, brechas
	Textura arenosa	Arenito
	Textura siltosa	Siltito
	Textura argilosa	Argilito, folhelho
Química	Inorgânica	Calcário, dolomito, evaporitos (halita, gipsita)
	Bioquímica	Calcário, chert
Orgânica		Carvão mineral

No caso dos carbonatos, como, por exemplo, nas rochas formadas por calcita, a formação se dá por precipitação de íons dissolvidos em solução, conforme vimos no exemplo do transporte químico, segundo a seguinte reação:

$$Ca^{2+} + 2HCO_3^- \rightleftharpoons CaCO_3 + H_2O + CO_2 \qquad \text{(Reação 4.1)}$$

Solução Calcita

Essa reação pode ocorrer de forma inorgânica, dando origem às rochas sedimentares químicas inorgânicas, ou pode ser mediada por organismos vivos, como corais, por exemplo, em margem de oceanos onde as águas são mais quentes, formando rochas sedimentares químicas biogênicas.

Uma forma de identificar os carbonatos presentes em rochas sedimentares, e também metamórficas, é o teste de reação com um ácido diluído como, por exemplo, HCl. Raspa-se a superfície da rocha com um material de dureza maior que a do carbonato presente e pinga-se algumas gotas de HCl. Materiais contendo carbonato efervescerão ou, popularmente falando, borbulharão pela liberação do CO_2 segundo a seguinte reação:

$$CaCO_3 + 2HCl \rightleftharpoons CO_2 + H_2O + Ca^{2+} + 2Cl \qquad \text{(Reação 4.2)}$$

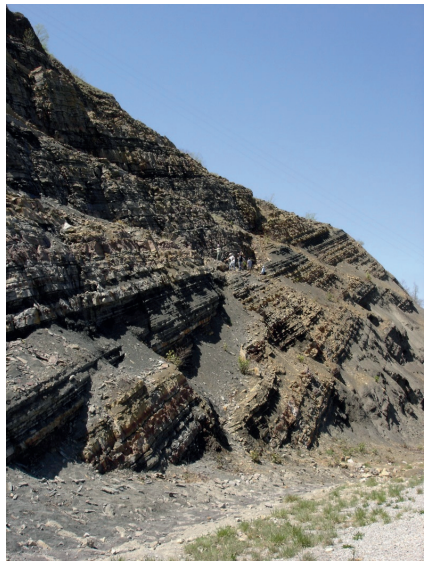
Carbonato Ácido Clorídrico Gás Carbônico

Com relação às rochas sedimentares detríticas, a granulometria e os graus de seleção e de arredondamento são fortemente dependentes do ambiente onde os sedimentos foram depositados. Rochas de textura grossa e compostas por material mal selecionado, como os conglomerados e brechas (do italiano *breccia*), tendem a ser formados em ambientes de energia irregular ao longo do tempo, ou próximos a áreas-fonte mais íngremes, onde o aporte de materiais de granulometria irregular e de diferentes fontes é comum. No caso dos conglomerados, o material tende a ser formado em ambientes onde exista água, e o transporte por distâncias maiores nesses casos tende a gerar formas mais arredondadas. Nas brechas, os grãos tendem a ser mais angulares, uma vez que este material tende a se depositar em ambiente de sopés de montanhas, como nos colúvios, e se formar ali sem transporte por distâncias maiores, o que poderia desgastar as arestas mais agudas. Transporte a distâncias maiores por movimento de massa e gelo, em que o componente de arrasto é maior do que o de rolamento, pode também favorecer a formação de brechas. Para os demais tipos de rochas sedimentares detríticas, a classificação de forma simplificada

é de acordo com a predominância das frações areia, silte ou argila, sendo estes materiais chamados de arenito, siltito ou argilito, respectivamente. Para os materiais de granulação fina é possível ainda a formação de camadas orientadas e mais ou menos físseis, segundo esses planos, sendo os materiais com essas características chamados folhelhos. É possível ainda que sejam formadas rochas com misturas de materiais de diferentes texturas ou mesmo misturas de materiais de origem detrítica e química, cuja nomenclatura e classificação vão além do escopo deste livro.

Em ambientes onde a energia de deposição varia periodicamente, podem ser formadas sequências rítmicas de diferentes granulometrias, chamadas apropriadamente de ritmitos ou turbiditos, dependendo da característica do meio de deposição (Figura 4.9). Veja que a sequência de turbiditos na figura se estende a vários metros de profundidade, note as pessoas como escala. As pressões envolvidas na litificação são consideráveis e a profundidade até onde os processos diagenéticos atuam é em geral muito maior do que aquela onde os processos pedogenéticos atuariam. Outro ponto a ser considerado é que a deposição inicial da sequência e a diagênese se deram com as camadas perpendiculares à direção da força gravitacional da Terra, assim, o ângulo das camadas na Figura 4.9 dá uma ideia da intensidade das forças tectônicas, capazes de movimentar frações inteiras do terreno.

Figura 4.9: Sequência de turbiditos na região leste dos Estados Unidos da América



4.3 Rochas metamórficas

Como dissemos anteriormente, as rochas metamórficas são discutidas por último, uma vez que elas podem ser formadas a partir de qualquer um dos três tipos de rochas. Em outras palavras, uma rocha ígnea, sedimentar ou metamórfica pode sofrer metamorfismo e se transformar em outra rocha metamórfica. No caso do estudo da formação de rochas metamórficas, as condições de pressão e temperatura em que ocorre o metamorfismo tendem a ser estudadas com bastante rigor, utilizando inclusive modelos termodinâmicos, uma vez que os minerais, e, portanto, as rochas formadas, são dependentes das faixas de pressão e temperatura a que o material é submetido, além da constituição da rocha original. Uma rocha que dá origem a uma rocha metamórfica, seja ela qual for, é chamada de *protolito*. Muitas vezes, a diferença entre a formação de uma rocha sedimentar e uma rocha metamórfica são apenas os intervalos de pressão e temperatura a que o material é submetido durante a sua formação. Se voltarmos então ao ciclo das

rochas (Figura 4.1), vemos que o material que sofre metamorfismo é submetido a condições de pressão e/ou temperatura superiores àquelas sofridas pelos materiais sedimentares, mas a temperatura deve ser inferior ao ponto de fusão da maioria dos minerais presentes na rocha. Se a rocha se funde totalmente, ela deixa de ser material consolidado e, portanto, rocha, e se torna magma ou lava, que em teoria poderia se resfriar e consolidar novamente, mas não sem formar um outro tipo de rocha, uma *rocha ígnea*.

Assim, além da contribuição de pressão e temperatura, a principal característica do metamorfismo é que as transformações se dão no estado sólido, ou seja, os minerais podem mudar de uma espécie para outra sem que haja fusão.

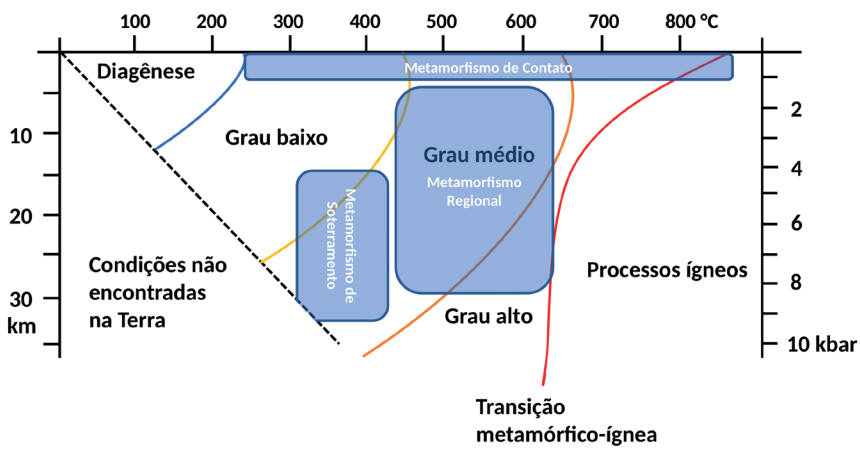
Do ponto de vista didático, a formação das rochas pode ser dividida em campos sedimentar ou diagenético, metamórfico e ígneo, de acordo com as condições de pressão e temperatura a que o material é sujeitado (Figura 4.10). O diagrama apresentado possui três eixos: o eixo vertical esquerdo representa a profundidade na crosta terrestre, em km, o eixo horizontal acima representa a temperatura, em °C, e o eixo vertical direito representa a pressão em kbar (quilobar). Em pressões e temperaturas relativamente baixas encontra-se o campo diagenético, condições nas quais são formadas as rochas sedimentares. À medida que a temperatura e/ou pressão aumentam, pode ser formada uma rocha metamórfica de grau baixo. O material de grau baixo é um material pouco metamorfizado e, em alguns casos, pode manter certas estruturas do material sedimentar ou possuir menor grau de consolidação. Com o aumento de pressão e/ou temperatura, o grau de metamorfismo aumenta, passando a médio ou alto. No limite superior do grau alto, os minerais já podem sofrer fusão parcial, de acordo com a série de Bowen (Figura 4.4), basta perceber que esta série trata da cristalização de minerais, mas se formos pelo caminho inverso, aumentando a temperatura, o quartzo será o primeiro mineral a se fundir. Uma rocha na zona de transição da Figura 4.10 pode ter os cristais de quartzo fundidos

enquanto outros minerais de alta temperatura continuam sofrendo transformações no estado sólido. Um exemplo de rocha de transição em que houve fusão parcial é o migmatito. Acima da temperatura de fusão de todos os minerais da rocha, ela se funde totalmente quebrando a continuidade do metamorfismo. Note ainda que falamos sempre de temperatura e/ou pressão, uma vez que o metamorfismo pode se dar com maior ou menor atuação de um desses fatores.

A atuação em maior ou menor grau de temperatura e pressão pode resultar de diferentes tipos de metamorfismo, como indicado na Figura 4.10. No *metamorfismo de contato*, uma determinada rocha é metamorfizada por estar em contato térmico com um corpo de alta temperatura, como, por exemplo, uma intrusão magmática em uma rocha encaixante. Perceba que isso pode ocorrer a menores profundidades na crosta e, portanto, a menores pressões de confinamento. Já o *metamorfismo regional* é um tipo de metamorfismo de larga escala que pode ocorrer em zonas de contato entre placas tectônicas, conforme o contato entre as placas oceânica e continental na Figura 4.1. No metamorfismo regional há atuação de pressão e temperatura em magnitudes consideráveis, a profundidades em geral maiores que 5 km (Figura 4.10). A maior parte das rochas metamórficas encontradas na Terra sofreu este tipo de metamorfismo. Rochas que hoje são encontradas na superfície nos Andes e nos Himalaias podem um dia ter sido metamorfizadas a grandes profundidades e, consequentemente, a grandes temperaturas e pressões, para posteriormente terem sido soerguidas pela dinâmica da Terra (Figura 4.1). A grandes profundidades e pressões extremas, mas onde as temperaturas não são muito elevadas, como no caso da subsidência de sequências de rochas sedimentares ou ígneas, pode ocorrer o metamorfismo de soterramento (Figura 4.10). Outros tipos de metamorfismo menos usuais são o *cataclástico*, que ocorre nas regiões de contato nas falhas tectônicas, o de *impacto*, que ocorre em áreas de colisão de meteoritos com a superfície terrestre, o de *fundo oceânico*, que pode ocorrer em regiões de cadeias meso-oceânicas, onde existe interação direta do magma com a água do mar (Figura 4.1, à esquerda), e o *hidrotermal*. Destes últimos, o hidrotermal merece uma discussão

um pouco maior, uma vez que são relativamente comuns as rochas e os minerais hidrotermais em regiões de formação de rochas metamórficas. Os veios de quartzo, por exemplo, e de minerais preciosos em formações de rochas metamórficas são comuns em certas condições. Rochas ou minerais hidrotermais são formados por transformações à medida que soluções supersaturadas e aquecidas passam através da rocha original. Em alguns casos, as modificações ocorrem no interior da rocha ou mineral, enquanto em outros há precipitação direta do mineral a partir da solução em fraturas na rocha encaixante, metamorfizada ou não, formando os veios. É bastante comum nos quartzitos encontrados na zona de metamorfismo no Brasil central a ocorrência de veios de quartzo.

Figura 4.10: Limites aproximados entre os campos sedimentar (diagênese), metamórfico (grau baixo, médio e alto) e ígneo



Fonte: elaborado pelo autor com base em Winkler (1965).

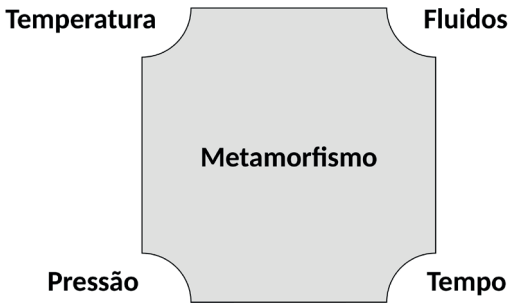
Em teoria, é possível que um material detrítico, ao ser depositado, passe por todas as etapas do diagrama apresentado na Figura 4.10. Imagine um sedimento de textura argilosa, depositado em uma lagoa de águas calmas no interior do continente por alguns milhares ou milhões de anos. Nos estágios iniciais, antes da consolidação,

o material nada mais é do que um sedimento não consolidado; com o passar do tempo, mais e mais camadas vão sendo depositadas acima dele, causando aumento da pressão, enquanto o aumento da espessura do depósito pode causar subsidência e aumento da temperatura em virtude do *grau geotérmico*. Com isso, o material pode sofrer diagênese e se tornar um *argilito*, por exemplo, uma rocha sedimentar. Com o aumento da pressão e temperatura e no limite de transição entre o campo diagenético e o metamórfico, um material de transição pode ser formado, ao qual damos o nome de *meta-argilito*. Com a dinâmica da Terra, o material pode continuar a ser soterrado, sofrendo o que chamamos de metamorfismo de grau baixo. Um exemplo de material que poderia ser formado pelo metamorfismo do *argilito* é o *filito*. Com a evolução da pressão e temperatura, poderiam ser formados os *xistos* – nesse caso, os xistos são em geral subdivididos em duas fácies metamórficas, a fácies *xisto azul*, aproximadamente na região onde está indicado o metamorfismo de soterramento no gráfico, e a fácies *xisto verde*, aproximadamente na região onde está indicado o metamorfismo regional, mas ambas na região de grau metamórfico médio. No grau alto poderia ser formado um material como o *gnaisse*. Com o aumento de pressão e temperatura, o material se encontraria na região de transição metamórfico-ígnea, sofrendo fusão parcial e podendo formar um *migmatito*. Passando da linha de transição o material se fundiria formando magma. Um material que não fosse soterrado a grandes profundidades poderia sofrer metamorfismo de contato. Um exemplo disso seria um basalto, uma rocha ígnea extrusiva e, portanto, encontrada na superfície ou próxima dela, que poderia entrar em contato com um corpo ígneo se tornando um *hornfels* via metamorfismo. Outro exemplo poderia ser um *calcário*, uma rocha sedimentar carbonática formando um *mármore*.

Já sabemos da discussão anterior que os materiais metamorfizados sofrem ação de pressão e temperatura em intensidades variáveis, mas acima daquelas experimentadas no campo diagenético. Assim, pressão e temperatura são dois fatores condicionantes do metamorfismo. Além de pressão e temperatura, os fluidos presentes no material durante o metamorfismo também influenciam diretamente o

processo e os materiais resultantes. Por último, o metamorfismo é um processo que em geral leva longos períodos e o tempo a que o material é exposto a determinadas condições de pressão e temperatura deve ser levado em consideração. Os quatro fatores condicionantes do metamorfismo são, então: pressão, temperatura, fluidos e tempo (Figura 4.11).

Figura 4.11: Fatores condicionantes do metamorfismo



A pressão em si é um escalar, significando que a pressão em um determinado ponto na crosta possui magnitude, mas não direção. A pressão é definida como força por unidade de área; se utilizarmos a força em Newton (N) e a área em m^2, teremos a pressão em N m^{-2}, unidade a qual foi nomeada como Pascal (Pa) em homenagem ao físico e matemático francês Blaise Pascal (1623-1662). A pressão exercida por um material cercado por um corpo de rocha é chamada de pressão litostática e age de forma uniforme em toda a superfície. Por ora, você só precisa saber que a pressão litostática, como a pressão hidrostática, é dada por $P = \rho gh$, onde ρ é a densidade do meio, g é a aceleração gravitacional e h é a altura da coluna de rocha acima do ponto em questão. Assim, no diagrama da Figura 4.10, a uma profundidade de 10 km, teríamos:

$\rho = 2700$ kg m^{-3} (densidade média da crosta continental);
$g = 9{,}8$ m s^{-2} (aceleração gravitacional próximo à superfície da Terra),[9] e
$h = 10$ km $= 10000$ m

$$P = 2700\ kg\ m^{-3} \times 9{,}8\ m\ s^{-2} \times 10000\ m = 2646 \times 10^{8}\ kg\ m^{-1}\ s^{-2}$$

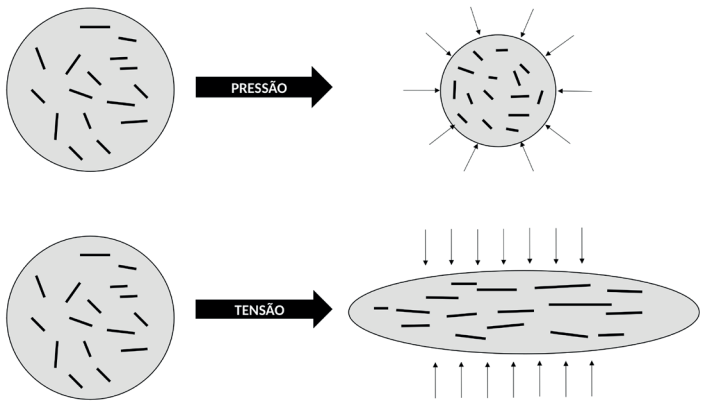
Lembrando que 1 kg m^{-1} s^{-2} = 1 J m^{-3} = 1 N m^{-2} = 1 Pa e que 1 Pa = 10^{-5} bar, e assim, P = 2,646 x 10^{3} bar ou 2,646 kbar, valor aproximado observado na correspondência entre os eixos verticais da Figura 4.10 a 10 km de profundidade.

A pressão litostática age em qualquer material abaixo de uma coluna de rocha e que esteja de certa forma imerso nessa rocha. Por outro lado, como a rocha é considerada um material sólido, um determinado ponto poderia estar abaixo de uma coluna de rocha, mas não imerso nela. Imagine uma esfera feita de massa de modelar abaixo de uma pilha de livros: a massinha não está imersa ou submersa nos livros, como seria o caso da massinha no fundo de uma piscina, por exemplo. No caso da analogia da pilha de livros, não podemos mais falar de uma pressão litostática, mas sim de uma tensão. As tensões a que um corpo pode estar submetido são diferentes das pressões, uma vez que uma tensão é um vetor, possuindo então magnitude e direção, apesar de possuir as mesmas unidades da pressão, em geral N m^{-2} = Pa e, portanto, configurar uma força por unidade de área. Assim, nas zonas de colisão de placas do metamorfismo regional, como representado na Figura 4.1, as componentes direcionais das tensões são mais importantes no metamorfismo do que a pressão litostática, o que gera estruturas orientadas nas rochas resultantes. Materiais submetidos a pressões litostáticas tendem a ser compactados mantendo a distribuição aleatória ou mais ou menos aleatória dos minerais, enquanto materiais submetidos a tensões com forças com componentes de direção mais ou menos

[9] Em teoria, a aceleração da gravidade varia com a distância da superfície, sendo zero no centro da Terra, mas utilizaremos o valor da superfície para facilitar o cálculo.

constantes tendem a gerar estruturas orientadas através da orientação dos grãos minerais perpendicular às forças aplicadas (Figura 4.12).

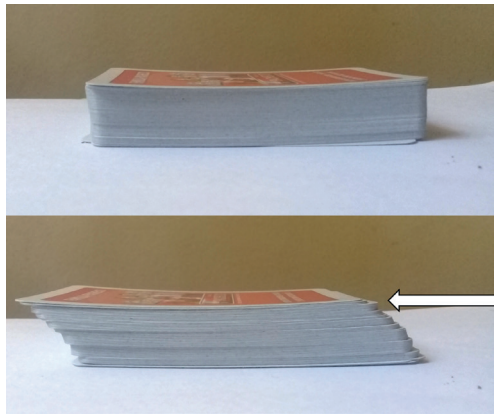
Figura 4.12: Atuação de pressão litostática e tensões direcionais em uma rocha



Nota: estruturas orientadas, indicadas pelos traços pretos, tendem a ocorrer na atuação de tensões direcionais, como no segundo caso.

Um tipo especial de tensão é a tensão de cisalhamento, em que as forças causam movimento paralelo à sua direção de aplicação (Figura 4.13). Em geologia, forças cisalhantes têm importância nos falhamentos e na formação de estruturas particulares nas rochas.

Figura 4.13: Exemplo de tensão de cisalhamento em um conjunto de cartas de baralho



Nota: a seta indica a direção da força aplicada. Note que a direção do movimento das cartas individuais é na direção das forças aplicadas e o cisalhamento é representado pelo movimento das cartas deslizando umas sobre as outras.

Agora que temos uma noção geral de o que são as rochas metamórficas, precisamos estudar sua classificação. Vimos que a classificação das rochas sedimentares é relacionada à sua formação e granulometria, sendo possível a ocorrência de uma diversidade de texturas e estruturas no sentido petrológico. No caso das rochas metamórficas, a lógica da classificação é similar àquela das rochas ígneas, uma vez que são consideradas a textura e a estrutura. Entretanto, a petrologia metamórfica possui terminologia própria. Apesar de haver muitos termos para texturas observadas em rochas metamórficas, derivadas de diferentes interações entre as condições de metamorfismo e o protolito, as mais gerais são:

Granoblástica: Os cristais individuais não possuem orientação definida e são visíveis a olho nu, a microscópio ou lupa. Os cristais, nesse caso, possuem bordas mais ou menos arredondadas.

Granoblástica poligonizada: Similar à anterior, mas nesses casos os cristais possuem bordas angulares.

Lepidoblástica: Minerais finos orientados, como no caso de rochas contendo micas e outros materiais derivados de rochas de granulometria argilosa.
Nematoblástica: Cristais orientados. Diferem do anterior porque os minerais orientados possuem maior espessura, como no caso de cristais prismáticos como quartzo e feldspatos.
Porfiroblástica: Cristais maiores em uma matriz fina. Nesse caso, os cristais maiores, chamados *porfiroblastos*, e a matriz foram formados durante a recristalização no estado sólido.
Porfiroclástica: Similar ao anterior, mas nesse caso os cristais maiores, chamados *porfiroclastos*, sobreviveram à deformação dúctil.

A classificação quanto à estrutura não é comum na literatura, mas, grosso modo, a presença ou não de lineações e foliações e o que se refere como fábrica podem ser utilizados como tipos de estruturas para a nossa discussão. Nesse contexto, as rochas metamórficas podem ser subdivididas em não foliadas, como mármore, quartzito e hornfels, fracamente foliadas, como gnaisse, migmatito e milonito, e fortemente foliadas, como ardósia, filito e xisto, e desses nomes podem ser derivados os tipos de estruturas, com, por exemplo, ardosiana, gnáissica, milonítica etc.

Referências

BEST, M.G. *Igneous and metamorphic petrology.* Malden: Blackwell Science Ltd., 2003. 729 p.

CARLSON, D. H.; PLUMMER, C. C.; MCGEARY, D. *Physical geology:* earth revealed. 7. ed. Pennsylvania: McGraw Hill, 2008. 618 p.

DEY, S. Sediment threshold. *Applied Mathematical Modeling*. v. 23, n. 5, p. 399-417. 1999.

NICHOLS, G. *Sedimentology and stratigraphy*. West Sussex: Wiley-Blackwell, 2009. 419p.

TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M.; TAIOLI, F. (org.). *Decifrando a Terra.* 2. ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009. 623 p.

WINKLER, G. G. F. *Petrogenesis of metamorphic rocks.* New York: Springer-Verlag, 1965. 220 p.

Minerais do solo

5

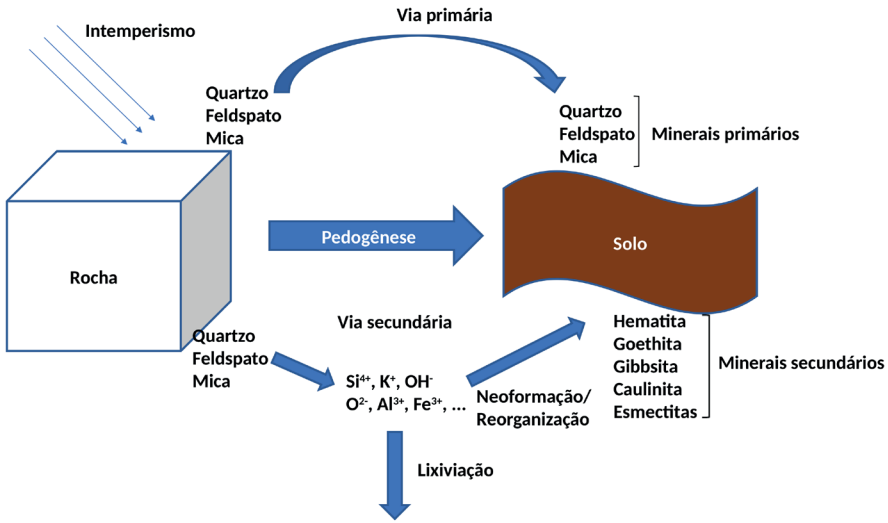
5.1 Formação de minerais no solo

Sabemos que muitos dos minerais encontrados nos solos diferem daqueles encontrados nas rochas por terem sido modificados durante o processo de formação do solo, a pedogênese. Os minerais encontrados no solo seguem as mesmas regras de definição e classificação vistas no capítulo que trata de mineralogia geral. Vimos ainda que os minerais encontrados nos solos em maiores quantidades pertencem às classes dos filossilicatos e óxidos de ferro e alumínio, na forma de minerais secundários, e tectossilicatos como o quartzo e os feldspatos, na forma de minerais primários. A presença em maiores quantidades de alguns tipos destes minerais em relação a outros pode ser um importante indicativo do ambiente de formação do solo e dos processos pedogenéticos predominantes. Assim, a mineralogia do solo é um poderoso indicador dos processos de formação do solo e isso é utilizado para a definição dos sistemas taxonômicos utilizados na classificação de solos. Em outras palavras, quando você ouve nomes como Latossolos e Gleissolos, importantes informações sobre a mineralogia e formação destes solos estão implícitas.

Anteriormente, definimos o intemperismo como a degradação ou fragmentação de um material de rocha quando exposto à ação do clima. O intemperismo é na realidade um processo muito mais complexo, mediado pela atividade biológica e

por reações químicas que gradualmente vão enfraquecendo as ligações na estrutura dos minerais, o que potencializa a ação física. Os organismos, por sua vez, atuam em duas frentes, por um lado causando mudanças na composição química da solução na zona de intemperismo, o que pode levar a uma dissociação dos minerais ou enfraquecimento das redes cristalinas, com liberação de elementos químicos no ambiente, troca de elementos e modificações na rede cristalina suficientes para que o mineral seja enquadrado como outra espécie. Por outro lado, os organismos também atuam na destruição física das rochas, por meio de crescimento de raízes, fungos e outros organismos, e pela ação de escavação e ciclagem de material proporcionadas por insetos como cupins e formigas, e por minhocas e outros animais. Vale lembrar que estes são exemplos comuns e conhecidos da maioria das pessoas, mas basta cavar um solo de mata ou de cerrado úmido para que se perceba que a diversidade de organismos é muito maior que estes listados. Levando-se uma amostra ao microscópio, e adicionando um pouco de água, é possível perceber que um universo de vida microscópica também floresce no ambiente do solo. Discutiremos o intemperismo em mais detalhe no capítulo seguinte. Por ora, basta saber que a ação química do intemperismo pode liberar elementos químicos em solução. O modelo conceitual apresentado na Figura 5.1 ilustra as relações entre os minerais das rochas e dos solos e introduz alguns novos termos importantes para nossa discussão.

Figura 5.1: Modelo conceitual para a formação de minerais primários e secundários na pedogênese



Partimos de uma rocha idealizada composta por quartzo, um feldspato qualquer, e algum tipo de mica. A rocha é então sujeita ao intemperismo físico, o qual poderia separar os minerais e fragmentá-los causando redução de tamanho. A redução de tamanho, por sua vez, causa aumento da área superficial do material, facilitando a ação de soluções e podendo causar reações químicas. Durante este processo, parte dos minerais pode passar pelo intemperismo sem sofrer transformações mineralógicas e sofrendo apenas redução de tamanho pela ação do intemperismo físico. Esses minerais que aparecem no solo com a mesma composição e estrutura que eram encontradas na rocha são chamados de minerais primários. A probabilidade de um mineral resistir ao intemperismo químico está ligada em grande parte à sua gênese e à sua composição e estrutura cristalina. Minerais com origem ígnea, principalmente os tectossilicatos como o quartzo e os feldspatos, tendem a ser mais resistentes ao intemperismo que minerais formados em rochas sedimentares, como, por exemplo, os evaporitos e carbonatos. Lembre-se que estes últimos são forma-

dos por ligações predominantemente iônicas, enquanto os tectossilicatos tendem a ser formados por ligações covalentes multidirecionais. Nos minerais ígneos a resistência ao intemperismo está ligada à temperatura de cristalização e à composição, conforme mostrado pela série de Bowen (Figura 4.4). Minerais máficos, formados a altas temperaturas, tendem a possuir menor estabilidade termodinâmica que minerais com maior conteúdo de sílica cristalizados a menores temperaturas. Assim, o quartzo, cristalizado por último e composto por sílica quase pura, é um dos minerais primários mais resistentes ao intemperismo e compõe grande parte da fração areia dos solos arenosos. Samuel Goldich estudou a dissolução de minerais e chegou a uma série de estabilidade exatamente oposta à série de reação de Bowen; assim, a resistência ao intemperismo de minerais decresce na ordem quartzo > moscovita > ortoclásio > biotita = plagioclásio sódico > anfibólio > piroxênio > olivinas = plagioclásio cálcico. Lembre-se que os plagioclásios são uma solução sólida e a estabilidade decresce dos plagioclásios sódicos para os plagioclásios cálcicos. Em alguns casos, a série de resistência também apresenta óxidos de ferro e alumínio, mas estes minerais não tendem a aparecer em forma primária nos solos e sua resistência se dá por razões distintas que serão discutidas mais à frente.

Os minerais menos resistentes ao intemperismo, principalmente em climas mais quentes e úmidos, tendem a sofrer reações químicas na presença de soluções na zona de intemperismo. Estas reações podem causar liberação de elementos em solução via destruição da grade cristalina do mineral, ou trocas e reorganização de componentes pelo enfraquecimento da rede. Estes elementos químicos, dependendo das condições de clima e de *drenagem* do ambiente – ou seja, da facilidade com que a água é retirada da zona de intemperismo ao ser percolada para as camadas mais profundas –, podem ser perdidos em solução com esta água que é drenada do ambiente; ou, em casos em que a drenagem é restrita, a precipitação não é excessiva e/ou as temperaturas anuais não são muito elevadas, podem se reorganizar formando um novo mineral. Esta reorganização pode se dar com ou sem a destruição total do mineral primário, mas em todos os casos ela leva à formação

de um novo mineral. Este novo mineral, formado no ambiente da pedogênese, é chamado de mineral secundário.

Minerais primários: São os minerais encontrados no solo na mesma composição e estrutura cristalina que na rocha originária, tendo sofrido apenas redução de tamanho no intemperismo.
Minerais secundários: São aqueles formados por intermédio do intemperismo químico e da pedogênese, sendo diferentes daqueles encontrados com frequência na maioria das rochas. Os minerais secundários são típicos dos solos e dão informações importantes sobre o clima e os processos atuantes durante a formação do solo.

Os minerais secundários tendem a ser de classes diferentes dos minerais primários encontrados nos solos. Como vimos, os minerais mais resistentes no ambiente solo, principalmente em condições de intemperismo químico forte, são os tectossilicatos quartzo e feldspatos e a moscovita ou mica branca. Os minerais primários tendem a ser estáveis nas frações granulométricas mais grossas do solo, silte (0,002 mm a < 0,05 mm) e principalmente areia (0,05 mm a < 2 mm), enquanto os minerais secundários tendem a ser estáveis na fração argila (< 0,002 mm). Os minerais secundários presentes nos solos são enquadrados em duas classes principais, os filossilicatos e os óxidos. Os filossilicatos comuns nos solos são chamados de *argilominerais* e são subdivididos de acordo com a sua composição e estrutura cristalina. Os óxidos são subdivididos em óxidos anidros e óxidos hidratados. Em mineralogia do solo, é ainda comum uma classe intermediária chamada de óxi-hidróxidos. Os principais cátions metálicos nestes óxidos são o ferro e o alumínio. Óxidos de titânio e manganês ocorrem com alguma frequência em solos em condições pedogenéticas particulares, ou são herdados do material de origem, ou seja, na forma de minerais primários. O termo *mineral de argila* se refere a qualquer mineral observado no solo

com tamanho menor que 0,002 mm, respeitados os critérios para que o material seja considerado um mineral.

Minerais de argila: Qualquer mineral encontrado nos solos em tamanho argila (< 0,002 mm). Os principais minerais de argila encontrados nos solos são os filossilicatos e os óxidos de ferro e alumínio.
Argilominerais: São os filossilicatos encontrados nos solos, principalmente a caulinita, a montmorillonita e em menor grau a vermiculita e os minerais interestratificados.

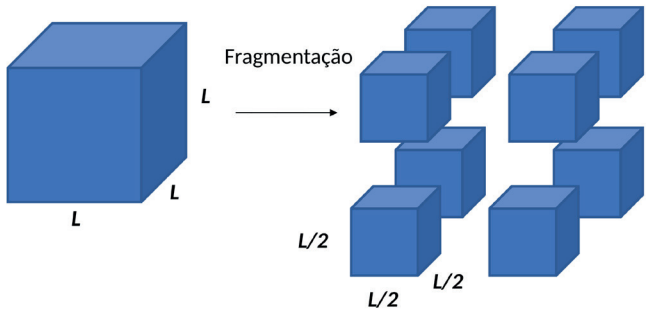
A matemática da área superficial específica

O intemperismo físico tende a fragmentar o material de rocha, de modo que sua área de superfície por unidade de massa de material tende a aumentar. Essa área, em m^2 por grama de material (por exemplo), é chamada de área superficial específica e é a área por unidade de massa. À medida que a área de superfície aumenta, mais superfície é exposta para sofrer reações, potencializando o intemperismo químico. Contrário ao que muitas vezes possa parecer, quanto mais fino é um material, maior é sua área por unidade de massa.

Imagine um cubo de lado L. A área de superfície do cubo é a soma da área de cada uma das faces L x L = L^2 x 6 faces = $6L^2$ e a área superficial específica (ASE) é $6L^2/M$, onde M é a massa do cubo. Se você quebrar esse cubo fazendo três cortes perpendiculares localizados exatamente na posição L/2 dos eixos, você terá agora 8 cubos menores de lado L/2. A massa de material não muda com a fragmentação. Se o material original pesava 1 kg, a soma dos 8 cubos continuará pesando 1 kg, mas a área superficial específica é $(L/2)^2$ x 6 faces x 8 cubos = $L^2/4$ x 6 x 8 = $12L^2$. É fácil verificar que se partirmos de um cubo de lado L, dividido em n partes, a área superficial pode ser calculada como

$$\mathbf{ASE = (L/n)^2 \times 6 \times n^3 = L^2 \times 6 \times n}$$

onde n é o número de divisões em que os lados são cortados ao se fragmentar o material. Veja que a área superficial específica aumenta linearmente com o número de fragmentos.



Assim, se partirmos de um cubo de 1 cm de lado e o quebrarmos em fragmentos no limite superior da fração areia, 2 mm = 0,2 cm de lado, teremos L = 1 cm, n = 5 e

$$\mathbf{A = L^2 \times 6 \times n = (1\ cm)^2 \times 6 \times 5 = 30\ cm^2}$$

Aproximadamente, a área de uma tampa de um pote de iogurte. Se assumirmos que o cubo pesa 1 g, o que, dada a densidade do quartzo, não está longe da realidade, temos uma área superficial específica de 30 $cm^2\ g^{-1}$. Se dividirmos nosso cubo no tamanho de limite superior da fração argila, 0,002 mm ou 0,0002 cm, teremos n = 5000 e

$$\mathbf{A = L^2 \times 6 \times n = (1\ cm)^2 \times 6 \times 5000 = 30000\ cm^2 = 3\ m^2}$$

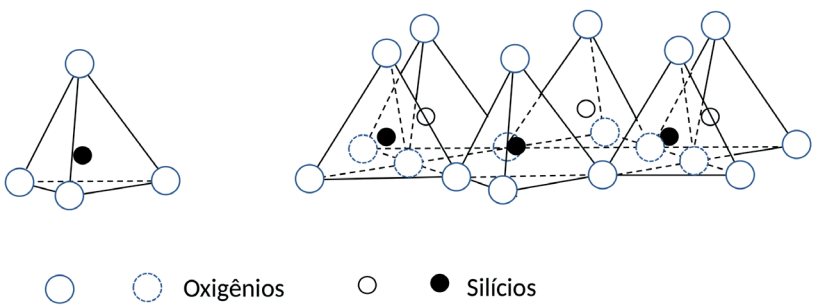
O que é aproximadamente a área de um cômodo pequeno de uma casa, e a ASE = 3 $m^2\ g^{-1}$.

5.2 Classificação dos minerais do solo

Já sabemos que os filossilicatos são um tipo específico de silicato que compartilha os três oxigênios basais entre os tetraedros, formando estruturas em forma de folhas. Para entendermos os filossilicatos secundários, precisamos entender como são formadas estruturas similares, mas agora com átomos de ferro e alumínio em

coordenação octaédrica. Como vimos nos capítulos anteriores, o silício tende a se organizar formando tetraedros, em que cada tetraedro é composto, além do silício, por quatro oxigênios, três basais (na base) e um apical (no topo). Nos filossilicatos, os tetraedros compartilham os três oxigênios basais, formando uma folha, vista de cima na figura correspondente aos filossilicatos no capítulo sobre mineralogia geral. Se olharmos a folha tetraédrica em perspectiva, teremos a representação conforme a Figura 5.2.

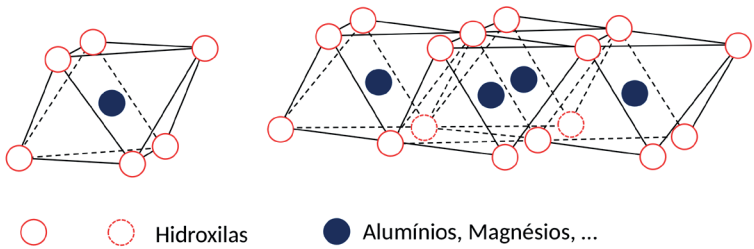
Figura 5.2: Estrutura da folha tetraédrica da classe dos filossilicatos



Fonte: elaborado pelo autor com base em Grim (1953).

Já os átomos de ferro, alumínio ou magnésio tendem a formar poliedros octaédricos ao coordenarem seis hidroxilas em cada um dos vértices do octaedro. Se girarmos a estrutura octaédrica apresentada no Quadro 3.1 e compartilharmos as hidroxilas entre octaedros adjacentes, teremos a formação de uma folha octaédrica por princípios eletroquímicos similares aos que levam à formação de folhas tetraédricas, ou seja, compartilhamento de oxigênios ou hidroxilas entre as estruturas adjacentes (Figura 5.3).

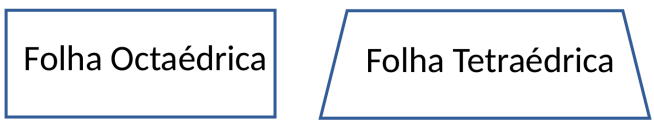
Figura 5.3: Estrutura da folha octaédrica que compõe alguns dos minerais da classe dos filossilicatos



Fonte: elaborado pelo autor com base em Grim (1953).

O cálculo das forças de atração eletrostáticas na grade destes minerais e da energia de ligação deve levar em conta a distribuição das forças entre átomos adjacentes. Não entraremos nessa discussão, uma vez que requer um grau de profundidade maior que o necessário para um texto introdutório. Por ora, caso você tenha entendido o conceito de folhas tetraédricas e octaédricas, você está preparado para estudar os minerais de argila presentes no solo. Para simplificar a nossa discussão, e à maneira da maioria dos livros didáticos sobre o tema, utilizaremos as representações simplificadas para as folhas tetraédricas e octaédricas apresentadas na Figura 5.4.

Figura 5.4: Representação simplificada das folhas octaédrica e tetraédrica utilizadas na descrição dos filossilicatos do solo



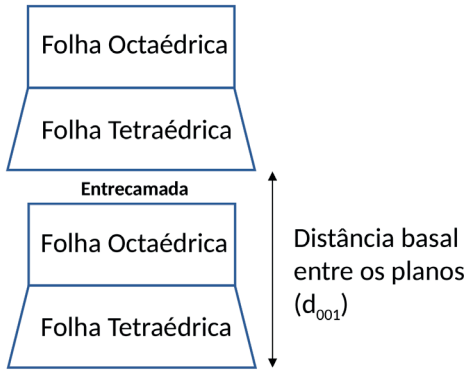
Durante o processo de formação dos minerais do solo e dependendo das condições em que a pedogênese ocorre, os elementos liberados no ambiente e/ou a estrutura cristalina dos minerais primários podem se organizar ou reorganizar na forma das folhas tetraédricas e octaédricas descritas. Ocorre que em resposta ao ambiente onde esta formação ocorre, estes novos minerais podem ter uma organização estrutural mais ou menos complexa e podem ser compostos de diferentes possibilidades de empilhamento de folhas tetraédricas e octaédricas. Estas possibilidades geram proporções entre folhas tetraédricas e octaédricas e isso é utilizado como o primeiro critério de subdivisão entre os tipos de argilominerais. Os dois tipos mais simples são as proporções ou grades 1:1 e 2:1. A grade 1:1 indica que, na estrutura do mineral, para cada folha tetraédrica existe uma folha octaédrica, enquanto a grade 2:1 indica que para cada folha octaédrica existem duas folhas tetraédricas. Trataremos agora destes dois tipos e deixaremos os tipos mais complicados, os minerais hidróxi-interestratificados para uma breve discussão posterior.

Argilominerais de grade 1:1

Nestes minerais, a proporção entre folhas tetraédricas e folhas octaédricas é tal que pode ser simplificada para uma folha octaédrica para cada folha tetraédrica. Na realidade, os minerais deste grupo podem ser representados por uma estrutura de duas folhas tetraédricas para duas folhas octaédricas ou 2:2. A Figura 5.5 mostra importantes elementos da estrutura dos argilominerais: um deles é o espaço entre as estruturas 1:1 ou 2:1, chamado de *entrecamada*[10], que pode ou não ser preenchido por água e/ou cátions dependendo da espécie e das condições ambientais, e o outro é a distância entre as bases dos planos das estruturas 1:1 ou 2:1, chamada de distância basal na direção 001 ou d_{001}, em geral em nanômetros ou angstrons.

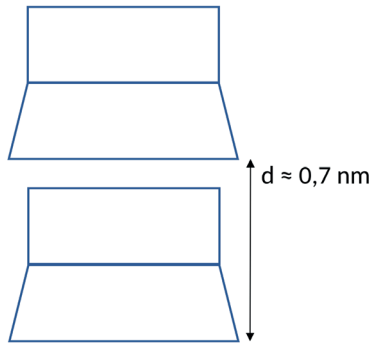
[10] Uma tradução literal de *interlayer*.

Figura 5.5: Estrutura idealizada de um argilomineral de grade 2:2, comumente simplificada para 1:1



Os tipos mais comuns de argilominerais de grade 1:1 são aqueles do grupo da caulinita, do qual fazem parte os subgrupos das serpentinas e das caulinitas. Interessantemente, o mineral de grade 1:1 mais comum nos solos é chamado de caulinita, do subgrupo das caulinitas e do grupo da caulinita (Figura 5.6).

Figura 5.6: Estrutura da caulinita indicando distância interatômica



Os demais minerais dos subgrupos das serpentinas e das caulinitas tendem a não ocorrer nos solos em quantidades expressivas, exceto em condições pedogené-

ticas raras e/ou em materiais de origem ricos nesses minerais. Notável no grupo das serpentinas é o mineral crisotila, ou amianto, que durante muito tempo foi utilizado para fazer telhas e isolantes térmicos, tendo ainda muitas outras aplicações. Com o tempo, descobriu-se que o amianto é carcinogênico e pode causar uma doença degenerativa dos pulmões chamada de asbestose. Isso se deve ao fato de ser um mineral fibroso que ao ser trabalhado pode liberar partículas pequenas que atuam como um irritante pulmonar. Com o tempo, as partículas ingeridas ou respiradas por acidente podem induzir tumores nos aparelhos respiratório e digestivo.

A caulinita tende a ser um dos minerais mais comuns nos sistemas solo e pode ser formada por diferentes reações e materiais de origem. As propriedades químicas e físicas dos solos dos trópicos em particular tendem a ser fortemente influenciadas, se não controladas, por caulinita e óxidos de ferro e alumínio. Solos com predominância de caulinita tendem a ser pouco férteis e a ter baixa densidade de cargas elétricas superficiais, baixa área superficial específica, em relação aos argilominerais 2:1, e baixa capacidade de expansão e contração, sendo ainda pouco plásticos e pouco pegajosos. A fórmula da caulinita indica que ela é um aluminossilicato. A proporção entre átomos de silício (das folhas tetraédricas) e átomos de alumínio (das folhas octaédricas) é exatamente 1:1 na fórmula ideal.

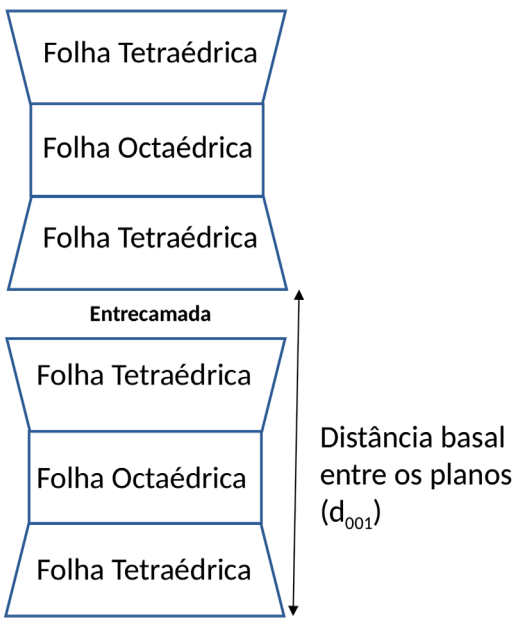
$Al_2Si_2O_5(OH)_4$ Caulinita (Fórmula 5.1)

Outro mineral interessante é a haloisita, $Al_2Si_2O_5(OH)_4 \cdot 2H_2O$, que tem uma composição similar àquela da caulinita, mas com moléculas de água entre as estruturas 1:1, o que é indicado pela hidratação, $2H_2O$, na sua fórmula. O aquecimento da haloisita em estufa a temperaturas elevadas pode levar à saída da água e colapso da estrutura formando uma meta-haloisita, uma *pseudocaulinita*. A haloisita, entretanto, raramente ocorre em sistemas solo, sendo uma destas ocorrências aquela de solos formados diretamente sobre cinzas vulcânicas.

Argilominerais de grade 2:1

Nos argilominerais de grade 2:1, a proporção é de quatro folhas tetraédricas para duas folhas octaédricas, ou 4:2, o que se simplifica para 2:1 (Figura 5.7). Nestes minerais, a distância entre os dois conjuntos 2:1 varia nas diferentes subclasses e mesmo em uma mesma espécie, dadas as condições ambientais. Os principais subgrupos de argilominerais de classe 2:1 que ocorrem nos solos são os grupos da esmectita e vermiculita. Minerais dos grupos da ilita, da clorita e das micas podem aparecer ou como minerais primários nos solos ou, em alguns casos de gêneses específicas, como minerais secundários. Neste material, discutiremos apenas os grupos de argilominerais que tendem a aparecer com maior frequência como materiais secundários nos solos, os grupos das ilitas, esmectitas, vermiculitas e materiais interestratificados, os quais podem aparecer em certas condições.

Figura 5.7: Estrutura idealizada de um argilomineral de grade 4:2, comumente simplificada para 2:1



Grupo da ilita

Existe uma confusão na literatura, principalmente na literatura mais antiga, sobre o que constitui uma ilita. Apesar de o mineral ser estruturalmente similar a uma mica que sofreu intemperismo físico até atingir o tamanho argila, o termo *ilita* é reservado para minerais secundários, enquanto a mica primária em fração argila é chamada de *mica argila*. Como essa discussão inclui os ambientes de formação desses materiais, bem como reações químicas e sequências de intemperismo, ela vai além do nosso objetivo. Para nós, basta saber que a ilita é um mineral de grade 2:1 onde o espaço entre as camadas ou *entrecamada* é fixo ou "travado" por átomos de um cátion preso entre as camadas, sendo um dos átomos comuns o potássio. Devido a isso, a distância entre os planos é fixa e as ilitas são *não expansivas* (Figura 5.8). O grupo das ilitas é composto de ilita e glauconita. Por conveniência, apresentaremos apenas a fórmula do membro mais comum nos solos, a ilita. A fórmula da glauconita é bastante similar, ocorrendo potencial presença de ferro na vacância estrutural ocupada por alumínio e manganês na ilita.

$$K_{0,8}(Al_{1,8}Mg_{0,2})(Si_{3,4}Al_{0,6})O_{10}(OH)_2 \qquad \text{Ilita} \qquad \text{(Fórmula 5.2)}$$

Antes de prosseguirmos, é importante utilizarmos o exemplo da ilita para discutir dois importantes conceitos em mineralogia do solo. O primeiro deles é a ideia de substituição isomórfica e define o funcionamento químico e físico dos solos e todas as suas aplicações. O segundo é a ideia de ocupação octaédrica na estrutura dos argilominerais. Devido à importância do tema e para não prejudicar a sequência do texto, incluiremos esses conteúdos nos destaques a seguir.

Substituição isomórfica

Tomemos como exemplo a fórmula da ilita, recém-apresentada:

$$\mathbf{K_{0,8}(Al_{1,8}Mg_{0,2})(Si_{3,4}Al_{0,6})O_{10}(OH)_2}$$

Como foi explicado nos capítulos iniciais, os parênteses na fórmula onde os elementos são separados por vírgulas indicam que determinados espaços na estrutura poderiam ser ocupados por diferentes tipos de cátions em uma determinada espécie de mineral. Na fórmula anterior a proporção de ocupação de cada um dos cátions é indicada sem a necessidade do uso de vírgula, uma vez que ela é conhecida. Por exemplo, ($Al_{1,8}Mg_{0,2}$) indica que onde poderia haver dois átomos de alumínio existem 1,8 átomos de alumínio e 0,2 átomos de magnésio. Como sabemos, não pode haver 1,8 átomos de alumínio – nesse caso o átomo não é divisível, não estamos falando de física atômica. Lembre-se que esta é a fórmula simplificada, ela representa uma estrutura com um número muito maior de átomos, onde não haverá frações de átomos. O que ocorreu aqui é que durante a formação do mineral, em alguns pontos da estrutura o alumínio foi substituído pelo magnésio. A essas substituições é dado o nome de substituição isomórfica, ou seja, é uma substituição que não muda a estrutura ou forma do mineral.

Note agora que a valência do magnésio é 2+, enquanto a valência do alumínio é 3+, de modo que nos pontos onde o magnésio substitui o alumínio existem cargas negativas não neutralizadas, ou seja, a estrutura do mineral não é neutra e essa carga elétrica gera um campo elétrico que interage e atrai outros materiais carregados e cátions. Quanto maior o número de vacâncias onde ocorre substituição isomórfica, maior tende a ser o número de cargas não neutralizadas. Essas cargas são muito importantes no manejo químico e físico dos solos, pois elas determinam a capacidade de reter nutrientes do solo, a plasticidade e pegajosidade, a resistência mecânica, a capacidade de reter água, e muitas outras propriedades. Note ainda que a fórmula da caulinita não apresenta substituições isomórficas. Na prática, elas sempre ocorrem, mas em quantidade bem menor na caulinita, o que indica a característica quase inerte deste mineral.

É ainda muito importante compreender que a substituição ocorre na formação do mineral e controla a densidade de cargas, e essas cargas interagem com o meio através da superfície dos minerais criando fenômenos de adsorção e troca. Os cátions na estrutura do mineral tendem a permanecer onde estão após a formação do mineral. Voltaremos a falar sobre isso no capítulo sobre química do solo

Ocupação octaédrica

Se imaginarmos a folha octaédrica na estrutura de um argilomineral, cada octaedro deveria em teoria ser ocupado por um cátion no seu centro. Quando isso ocorre, o mineral é chamado de trioctaédrico. Quando dois terços dos sítios octaédricos são ocupados por cátions e o restante está vazio, o mineral é chamado de dioctaédrico. Isso causa distorções espaciais na estrutura do mineral. O grupo da caulinita discutido anteriormente é composto de minerais dioctaédricos, enquanto a crisotila e todo o grupo das serpentinas é trioctaédrico. O grupo da ilita é dioctaédrico.

Grupo da vermiculita

O grupo da vermiculita é composto de vermiculitas dioctaédricas e trioctaédricas, segundo as seguintes fórmulas ideais:

$K_{0,8}Al_2(Si_{3,2}Al_{0,8})O_{10}(OH)_2$ Vermiculita Dioctaédrica (Fórmula 5.3)

$K_{0,8}(Mg_{2,5}Fe^{3+}_{0,5})(Si_{2,7}Al_{1,3})O_{10}(OH)_2$ Vermiculita Trioctaédrica (Fórmula 5.4)

A vermiculita nos solos pode ser derivada de biotita, clorita e possivelmente de piroxênio. Vermiculitas podem ser encontradas em qualquer fração do solo, mas sua formação requer condições pedogenéticas em que há limitação ao intemperismo, seja por clima, seja por drenagem. A vermiculita tende a não ser encontrada em perfis altamente intemperizados dos trópicos, podendo ocorrer em áreas onde a precipitação é limitante, como no semiárido brasileiro, em solos hidromórficos, onde existe limitação à drenagem, e em partes mais profundas do perfil, próximo à zona de intemperismo em rochas contendo os minerais que a originam. A vermiculita é

menos expansiva que o grupo das esmectitas, a distância entre os planos variando de aproximadamente 1 nm a 1,47 nm (Figura 5.8).

Grupo da esmectita

O grupo das esmectitas é constituído de argilominerais comuns em solos de regiões de climas temperados e em algumas zonas semiáridas. Esse grupo é composto por uma família de pelo menos seis minerais diferentes, sendo os membros mais comuns nos solos as esmectitas trioctaédricas montmorillonita, beidellita e nontronita:

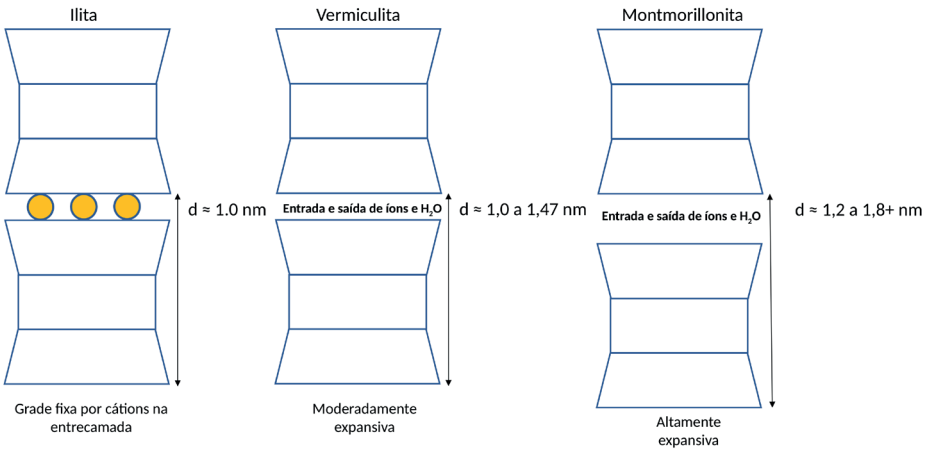
$Na_{0,4}(Al_{1,6}Mg_{0,4})Si_4O_{10}(OH)_2$ Montmorillonita (Fórmula 5.5)

$Na_{0,4}Al_2(Si_{3,6}Al_{0,4})O_{10}(OH)_2$ Beidellita (Fórmula 5.6)

$Na_{0,4}Fe^{2+}{}_2(Si_{3,6}Al_{0,4})O_{10}(OH)_2$ Nontronita (Fórmula 5.7)

As esmectitas, além de serem altamente expansivas, com distâncias entre os planos variando desde 1,2 nm a mais de 1,8 nm, possuem substituições estruturais que fazem com que sua densidade de cargas negativas não neutralizadas seja muito alta se comparada a outros minerais do solo (Figura 5.8). A alta densidade de cargas associada ao espaço entre os pares 2:1 disponível para interação com o meio externo faz com que esses materiais possam ser extremamente plásticos e pegajosos, quando úmidos, e duros quando secos. A alta densidade de cargas também faz com que elas tenham alta capacidade de retenção de água e de elementos químicos por fenômenos de adsorção superficial. Solos ricos em esmectitas no Brasil podem ser encontrados no semiárido nordestino e em áreas com encharcamento periódico como no Pantanal mato-grossense e Região Sul.

Figura 5.8: Ilustração das estruturas idealizadas da ilita, vermiculita e montmorillonita

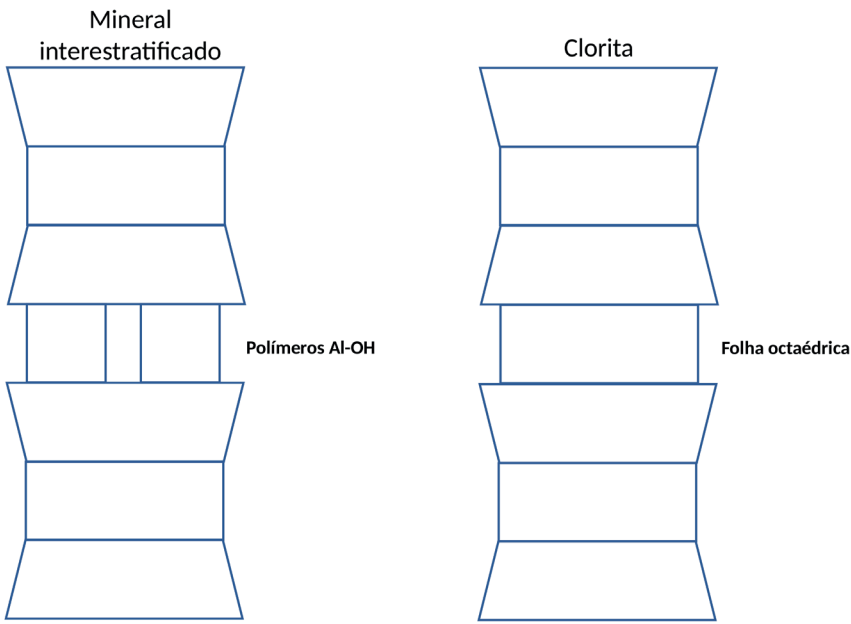


Clorita e argilominerais hidróxi-interestratificados

Os minerais do grupo da clorita e os grupos de minerais interestratificados se diferenciam dos demais argilominerais 2:1 por terem o espaço entre os planos preenchidos por estruturas octaédricas (Figura 5.9). No caso do grupo da clorita, o espaço é preenchido por uma folha octaédrica, em que o centro do octaedro pode ser preenchido por alumínio e magnésio ou outros elementos, dependendo da espécie. Em certas condições pedogenéticas, principalmente em condições ácidas, podem ser formados minerais similares às cloritas por um processo chamado de cloritização. Nesse caso, há formação de polímeros descontínuos entre os planos, e os minerais formados podem ter estrutura similar às vermiculitas ou esmectitas à exceção da presença da entrecamada, sendo denominados vermiculita interestratificada e esmectita interestratificada. Como a presença de clorita primária ou secundária tende a estar ligada a materiais de origem específicos que contêm estes materiais, e como a formação de minerais interestratificados está ligada a condições

genéticas específicas, omitiremos as fórmulas e recomendamos ao leitor interessado consultar as referências ao final do capítulo.

Figura 5.9: Ilustração das estruturas idealizadas de minerais interestratificados genéricos e das cloritas



Óxidos, hidróxidos e óxi-hidróxidos

Os grupos dos óxidos de ferro e alumínio são de grande interesse para o estudante de pedologia nos trópicos. Isso ocorre porque as condições pedogenéticas nessa região tendem a favorecer o acúmulo destes óxidos e, assim, as propriedades químicas e físicas destes solos são controladas por eles. Os principais tipos de óxidos encontrados nos solos, incluindo minerais primários e secundários, são listados no Quadro 5.1.

Quadro 5.1: Principais óxidos encontrados nos solos

Nome	Fórmula Química
Anatásio	TiO_2
Birnessita	$Na_{0,7}Ca_{0,3}Mn_7O_{14}{\cdot}2H_2O$
Bohemita	γ-AlOOH
Ferridrita	$Fe_{10}O_{15}{\cdot}9H_2O$
Gibbsita	γ-$Al(OH)_3$
Goethita	α-FeOOH
Hematita	α-Fe_2O_3
Ilmenita	$FeTiO_3$
Lepidocrocita	γ-FeOOH
Lithiophorita	$(Al,Li)MnO_2(OH)_2$
Maghemita	γ-Fe_2O_3
Magnetita	Fe_3O_4

Fonte: Sposito (1989); Essington (2003).

É importante esclarecer algumas informações apresentadas no quadro antes de prosseguirmos. Primeiramente, perceba que os minerais apresentados no quadro são óxidos de ferro, titânio, alumínio e manganês. Nesse caso, a classe *óxidos* a que nos referimos inclui óxidos, hidróxidos e óxi-hidróxidos. Os óxidos são materiais anidros, ou seja, sem moléculas de água na sua composição química, ou adsorvidas à sua superfície, como, por exemplo, a hematita Fe_2O_3 e o anatásio TiO_2. Os óxi-hidróxidos são minerais que possuem moléculas de água adsorvidas à sua estrutura e que, em teoria, podem ser retiradas via aquecimento a temperaturas elevadas, dependendo do tipo de mineral. Exemplos disso são a goethita, lepidocrocita e bohemita, conforme indicado a seguir. Note que ignoramos as letras gregas, das quais trataremos em seguida.

$Fe_2O_3{\cdot}H_2O = Fe_2H_2O_4$ = simplificando (divisão por 2) = FeO_2H = FeOOH

$Al_2O_3{\cdot}H_2O = Al_2H_2O_4$ = simplificando (divisão por 2) = AlO_2H = AlOOH

Como você deve ter percebido, existem alguns minerais no Quadro 5.1 com fórmulas iguais, exceto pela letra grega. Nesses minerais de mesmas fórmulas, as estruturas cristalinas são diferentes, conforme discutido nos capítulos iniciais, e isso é indicado pela letra grega. A letra grega alfa, α, indica empacotamento cúbico compacto dos átomos, enquanto a letra grega gama, γ, indica empacotamento hexagonal compacto. No que tange aos hidróxidos, a hidratação aparece na forma de grupos hidroxila (OH) que fazem parte da estrutura do mineral, como nos casos da gibbsita, em que três hidroxilas estão presentes. Dos óxidos de alumínio, a gibbsita é de longe o mais abundante, sendo comum na fração argila de solos de zonas tropicais úmidas. Dos óxidos de ferro, os mais comuns são a goethita e a hematita. Uma das principais características dos solos formados nos trópicos úmidos é a cor, que é definida justamente pela presença desses minerais.

Voltando à Figura 1.1, perceba o amarelo alaranjado de uma das amostras e a cor avermelhada da outra. Essas são duas cores características de solos de zonas tropicais e subtropicais úmidas, principalmente em horizontes de subsuperfície, onde a influência da matéria orgânica é menor. O amarelo alaranjado é impresso pela goethita, enquanto o vermelho é a cor da hematita em fração argila. A hematita primária, em geral, apresenta-se em blocos de coloração metálica escura, mas seu traço ou risca é vermelho, ou seja, quando ela é pulverizada apresenta coloração vermelha, e é justamente assim que se apresenta na fração argila dos solos. A fração argila de solos tropicais formados sobre rochas de granulação fina ou intermediária, como basaltos, gabros, granitos, ardósias, gnaisses e mesmo calcários, em algumas situações, tende a ser rica em gibbsita, hematita e goethita. A formação preferencial de hematita versus goethita tende a depender de condições locais. Regiões mais planas e bem drenadas e/ou com estação seca definida tendem a apresentar expressão da hematita, enquanto regiões de transição entre planaltos e planícies aluviais, ou com regimes hídricos com inverno não tão seco, podem apresentar expressão da goethita.

Os demais óxidos tendem a aparecer com muito menos frequência no solo. Os óxidos de ferro e titânio magnetita e ilmenita aparecem, em geral, como minerais primários nas frações pesadas nos solos e materiais sedimentares. Por fração pesada entendem-se minerais de alta densidade, em torno de 4000 kg m^{-3} a 5000 kg m^{-3}, ou seja, significativamente mais alta que aquela dos silicatos comuns, em torno de 2650 kg m^{-3}. As frações pesadas podem servir para dar informações sobre a gênese do solo, formação e idade do perfil, e podem ser importantes fatores no uso de métodos eletromagnéticos para mapeamento de subsuperfície e determinação da umidade do solo em geologia e pedologia. Esses materiais podem interferir nas leituras de sensores eletromagnéticos por serem materiais magnéticos ou que podem ser magnetizados, como no caso da magnetita e maghemita e, em menor grau, da ilmenita. A lepidocrocita e a ferridrita podem ser encontradas em solos hidromórficos, ou seja, solos onde houve saturação por água por períodos longos durante a sua formação, em contraste a solos onde a goethita ocorre, onde a umidade é maior, mas não ocorre saturação completa dos poros por água por longos períodos. Lepidocrocita e ferridrita podem aparecer como nódulos de coloração avermelhado-alaranjada em solos de coloração acinzentada causada pelo ambiente redutor no excesso de água, formando um padrão chamado de *mosqueado*. A ferridrita, além de aparecer em solos hidromórficos, é um importante precursor da formação da hematita nos solos.

Os óxidos de ferro e alumínio mais comuns nos solos tropicais tendem a controlar as características químicas e físicas destes solos. Por serem materiais de fórmulas simples, a substituição isomórfica tende a ser pouco representativa, o que resulta em uma baixa densidade de cargas livres permanentes, ou seja, que não variam com o pH do meio. Com isso, esses materiais tendem a ter baixa plasticidade e pegajosidade, e baixa resistência mecânica, mesmo em solos com elevados conteúdos de argila. O material também tende a apresentar área superficial específica substancialmente menor que solos ricos em argilominerais, em torno de 50 m^2 g^{-1}, para os solos apresentados na Figura 1.1. Com relação à química desses

materiais, ela é complexa, devido ao fato de eles possuírem cargas elétricas que variam o sinal de positivo para negativo e vice-versa de acordo com o pH do meio. Discutiremos esse efeito no capítulo sobre química do solo. Antecipamos que ele é de fundamental importância para o comportamento químico desses solos, tanto na química do ambiente natural quanto na adubação e calagem.

Referências

ALLEN, B. L.; HAJEK, B. F. Mineral occurrence in soil environments. *In*: DIXON, J. B; WEED, S. B. (org.). *Minerals in soil environments.* 2. ed. Madison: SSSA Book Series, Soil Science Society of America, 1989, cap. 5. p. 179-278.

DIXON, J. B. Kaolin and serpentine group minerals. *In*: DIXON, J. B; WEED, S. B. (org.). *Minerals in soil environments.* 2. ed. Madison: SSSA Book Series, Soil Science Society of America, 1989, cap. 10. p. 467-525.

ESSINGTON, M. E. *Soil and water chemistry:* an integrative approach. Boca Raton: CRC Press, 2003. 534 p.

GRIM, R. E. *Clay mineralogy*. New York: McGraw-Hill, 1953. 384 p.

HSU, P. H. Aluminum oxides and hydroxides. *In*: DIXON, J. B; WEED, S. B. (org.). *Minerals in soil environments.* 2. ed. Madison: SSSA Book Series, Soil Science Society of America, 1989, cap. 7. p. 331-378.

MURRAY, H. H. *Applied clay mineralogy*: occurrences, processing and applications of kaolins, bentonites, palygorskyte-sepiolite, and common clays. Developments in clay science 2, Amsterdam: Elsevier, 2007. 180 p.

SPOSITO, G. *The surface chemistry of soils.* Oxford: Oxford University Press, 1984. 234 p.

SPOSITO, G. *The chemistry of soils.* Oxford: Oxford University Press, 1989. 277 p.

Geoquímica do intemperismo e pedogênese

6

Vimos até agora que o intemperismo pode ser subdividido em *intemperismo químico* e *intemperismo físico*. Enquanto no intemperismo físico há apenas redução de tamanho dos minerais de origem, no intemperismo químico ocorrem reações químicas em que os minerais originários ou primários são transformados em outros minerais de ocorrência no solo, os minerais secundários. Em um modelo didático simplificado, as reações geoquímicas que ocorrem no ambiente de intemperismo químico definem os produtos formados e, por consequência, a mineralogia e as propriedades físicas e químicas dos solos formados. A mineralogia e as propriedades físicas e químicas são utilizadas na definição de classes taxonômicas em diferentes sistemas de classificação, inclusive no sistema taxonômico utilizado no Brasil.

6.1 Intemperismo físico

Os mecanismos do intemperismo físico são diversos e listaremos apenas alguns exemplos comuns encontrados na literatura.

Alívio de pressões confinantes

As rochas formadas em subsuperfície estão sujeitas à pressão litostática, ou pressão confinante, dada por

$$P_{conf}(z) = P_0 + g \int_0^z \rho(z) dz \qquad (\text{N m}^{-2}) \qquad \text{(Equação 6.1)}$$

que, se assumirmos a densidade do meio confinante como constante, e a pressão confinante como muito maior que a atmosférica, se reduz para

$$P_{conf}(z) = \rho g z \qquad (\text{N m}^{-2}) \qquad \text{(Equação 6.2)}$$

Nessas equações, P_{conf} é a pressão litostática ou confinante (N m^{-2}), P_0 é a pressão atmosférica local (N m^{-2}), ρ é a densidade do meio confinante (kg m^{-3}), g é a gravidade local (m s^{-2}) e z é a profundidade até o ponto onde a pressão é considerada (m). Uma vez que o material confinante é removido, seja por erosão geológica, seja por soerguimento associado ao tectonismo, a estrutura tende a sofrer expansão, o que pode levar à formação de fraturas na estrutura da rocha, sejam elas grandes fraturas em escalas de dezenas a centenas de metros até quilômetros de extensão, sejam microfraturas nos grãos dos minerais que compõem as rochas ou entre os cristais individuais dos minerais. Isso leva então à fragmentação da rocha e ao intemperismo físico.

Expansão e contração térmica

Da mesma forma que os minerais podem expandir de forma diferenciada quando sujeitos ao alívio de pressões confinantes, diferentes tipos de minerais podem apresentar diferentes taxas de dilatação em resposta a variações térmicas. Isso se deve às características estruturais de cada espécie, incluindo a classe, sistema cristalino e tipos de átomos presentes. O coeficiente de dilatação linear de um sólido ou líquido é dado por

$$\alpha = \frac{1}{L_0}\frac{\Delta L}{\Delta T} \qquad (^{o}\text{C}^{-1}) \qquad \text{(Equação 6.3)}$$

em que L_0 é o comprimento antes da dilatação, ΔL é a variação de comprimento e ΔT é a variação de temperatura. Na realidade, o valor α em si depende da temperatura, mas para intervalos pequenos de temperatura ele pode ser assumido como constante. A unidade de α depende da unidade de temperatura adotada, sendo correspondente

ao inverso da unidade de temperatura. Em um estudo, foi verificado que para uma variação de temperatura de 0 a 50 ºC, o coeficiente de expansibilidade foi de 20 x 10^{-6} $ºC^{-1}$ para o quartzo, 10 x 10^{-6} $ºC^{-1}$ para a biotita e 6,5 x 10^{-6} $ºC^{-1}$ para o plagioclásio (HUOTARI; KUKKONEN, 2004). Considerando que estes são minerais comuns em rochas ígneas como os granitos, e que a faixa de temperatura é representativa daquela encontrada na superfície da Terra e nas zonas de intemperismo, conclui-se que a expansão térmica diferencial é um dos agentes do intemperismo físico.

A dilatação volumétrica para corpos isotrópicos, ou seja, onde a dilatação é igual em todas as direções, e a pressão constante é dada por

$$\beta = \frac{1}{V}\left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_P \qquad (ºC^{-1}) \qquad \text{(Equação 6.4)}$$

Em que o símbolo matemático ∂, também chamado de del, indica variação infinitesimal de volume ∂V e de temperatura ∂T de um corpo de volume inicial V à pressão constante, indicado pelo P subscrito no lado de fora dos parênteses. Para fins deste livro, o uso de delta, Δ, e de del, ∂, têm significados similares, e indicam apenas variação do comprimento à medida que a temperatura varia (Equação 6.3), e variação do volume à medida que a temperatura varia (Equação 6.4). Da mesma forma que anteriormente, β varia com a temperatura e nem sempre se pode assumir que a pressão é constante.

Note a fragmentação de rocha ígnea exposta à ação do intemperismo: as linhas de fratura e os fragmentos seguindo essas linhas são claramente visíveis na imagem (Figura 6.1). O intemperismo aqui é resultado da ação de um múltiplo de fatores, incluindo expansão e contração, alívio de pressão de confinamento, crescimento de raízes, como visto pela gramínea crescendo sobre o material, e ação de insetos e outros e organismos.

Figura 6.1: Ação do intemperismo físico de rocha ígnea exposta na superfície (Rio Verde-GO)

Nota: a fragmentação se dá em planos e linhas e deve ser influenciada pelo alívio de pressão de confinamento, expansão e contração térmica, além do crescimento de raízes.

Crescimento de raízes

Qualquer pessoa que tenha caminhado por uma área urbana arborizada deve ter percebido o dano que uma raiz pode causar ao crescer sob uma calçada ou um pavimento qualquer. Na busca por água e nutrientes, as raízes exercem forças muito grandes capazes de fraturar e fragmentar materiais consolidados. Isso é também comumente observado em raízes crescendo em afloramentos de rochas e encostas (Figura 6.2). Além de exercerem forças mecânicas, as raízes podem gerar um microambiente químico e biológico favorável a outras formas de intemperismo. As raízes podem ainda se aprofundar no saprolito e no limite com a rocha em solos rasos, favorecendo o avanço da frente de intemperismo.

Figura 6.2: Crescimento de plantas em área de afloramento de rochas (Brasília-DF)

Ação de insetos

A ação mais óbvia nesse caso, principalmente quando se trata de solos de savana, é a ação de cupins e formigas que, ao escavarem seus ninhos, tendem a trazer material das camadas mais profundas, possivelmente da interface solo-saprolito. Ninhos de cupins e formigas também podem ser encontrados em afloramentos de rochas e encostas, e é possível que a ação de escavação destes insetos contribua para o avanço do intemperismo, seja pela ação física ao escavarem, seja pela retirada de material, expondo novas superfícies à ação do intemperismo. A Figura 6.3 mostra um montículo de cupins em uma camada concrecionária, exposta anos antes, durante a retirada de materiais para construção de uma barragem. À direita na mesma figura observam-se os “caminhos” feitos por estes insetos, onde túneis de material de granulação fina, provavelmente argila trabalhada pelos insetos, aparecem sobre a superfície.

Figura 6.3: Exemplo da ação de cupins em camada concrecionária exposta artificialmente (Brasília-DF)

Nota: à esquerda, montículo; à direita: túneis produzidos pelos insetos para tráfego.

Ação de outros animais

Além dos cupins e formigas, muitos outros insetos e suas larvas devem ter ação intempérica. Obviamente, muitas outras classes de organismos habitam o solo e devem agir diretamente sobre o intemperismo, como, por exemplo, os anelídeos como as minhocas e muitos artrópodes e suas larvas como, por exemplo, cigarras, aranhas, escorpiões e tatuzinhos-de-jardim. Animais de maior porte como tatus também podem contribuir para o intemperismo via escavamento subsuperficial e abertura de túneis onde as soluções podem infiltrar, sendo transportadas com maior facilidade.

Ação da água nos poros

A água, mesmo sem reagir quimicamente com os materiais intemperizados, pode causar forças mecânicas responsáveis por sua quebra. Esses mecanismos podem ser ação de congelamento e degelo em regiões onde a temperatura cai abaixo do ponto de congelamento da água, e a ação de forças capilares e pressão hidrostática. Quem já esqueceu uma garrafa no freezer sabe que a água ao congelar sofre expansão e essa expansão gera forças capazes de quebrar a garrafa. A água no

interior dos poros e fissuras das rochas tem efeito similar, causando fraturamento e desagregação no material. A água em poros de diâmetro muito pequeno também exerce forças sobre as superfícies. Essas forças capilares são as mesmas que fazem com que a água ascenda em um canudo fino ou em um rolo de papel deixado em contato com um chão molhado. A pressão hidrostática é outro mecanismo que pode contribuir para a quebra do material. Com os poros preenchidos por água, qualquer pressão será distribuída de forma homogênea sobre o volume da água, e isso pode fazer com que o material se rompa em zonas de fraqueza.

Ação tectônica

Por ação tectônica entendemos suas consequências como os terremotos e o soerguimento que expõe superfícies à ação intensa do intemperismo e tensões no interior dos corpos de rocha causadas por movimentações crustais, o que pode favorecer o fraturamento e desagregação.

6.2 Intemperismo químico (geoquímica do intemperismo)

A ação do intemperismo físico tem a capacidade de reduzir o tamanho e, assim, aumentar a área superficial específica dos materiais a serem intemperizados. No entanto, quem causa as modificações composicionais significativas que caracterizam a pedogênese da imensa maioria dos solos é o intemperismo químico. A característica principal do intemperismo químico é que ocorrem reações químicas da água (estado líquido) com os materiais primários. Essas reações geoquímicas seguem as regras que você deve ter aprendido em química básica, de modo que podem ser representadas da seguinte maneira:

$$\textbf{Reagentes} \rightleftharpoons \textbf{Produtos}$$

No caso das reações geoquímicas do intemperismo químico, podemos agora incluir os tipos de materiais formados em uma reação genérica do seguinte tipo:

Mineral primário + Água ⇌ Mineral secundário (insolúvel) + Produtos solúveis

Por mineral primário entende-se qualquer mineral presente no ambiente de intemperismo, como, por exemplo, quartzo, feldspatos, piroxênios, anfibólios, olivina etc. Por minerais secundários entendemos os tipos comuns vistos nas seções anteriores, principalmente os argilominerais das classes da caulinita e esmectitas, e os óxidos de ferro e alumínio hematita, goethita e gibbsita. Produtos solúveis são aqueles que podem ser perdidos por lixiviação, ou aparecer na solução do solo como elementos trocáveis. Elementos trocáveis são cátions e ânions que podem ser adsorvidos às superfícies por ação das cargas não neutralizadas na estrutura cristalina dos minerais. Exemplos de elementos trocáveis comuns são os cátions K^{+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, e Si^{4+} e os ânions O^{2-}, OH^{-}, SO_4^{2-}, e CO_3^{2-}.

As principais reações geoquímicas presentes no intemperismo e pedogênese são dissolução/precipitação, hidratação/desidratação, hidrólise, acidólise, oxidação e redução.

6.2.1. Dissolução/Precipitação

A reação de dissolução ocorre quando há dissociação de um composto em cátions e ânions. Esse tipo de reação é comum em minerais formados por ligações iônicas, como no caso dos evaporitos, como a halita, e dos carbonatos, como no caso da calcita. A via inversa seria quando os íons se precipitam formando um novo composto ou mineral. A precipitação de sais ou carbonatos é comum em solos sódicos e salinos formados em regiões áridas, onde a evapotranspiração de água do solo excede a precipitação e a água subterrânea é rica em sais. Ao evaporar, a água deixa para trás os elementos químicos que podem formar precipitados.

Uma reação muito importante na formação dos solos é a dissolução da sílica derivada dos minerais primários (Reação 6.3). A sílica, ao se dissociar, forma o ácido silícico, que é solúvel em água e pode ser lixiviado do ambiente de intemperismo. A perda de sílica durante a gênese do solo faz com que os minerais formados apresentem menos silício na sua estrutura, conforme representado pelas grades 1:1

na caulinita, e nos óxidos que não possuem sílica em suas fórmulas estruturais. A dinâmica das reações de hidrólise e o envelhecimento mineralógico do solo são controlados pela dissolução e perda de sílica no ambiente de intemperismo, os quais são controlados, por sua vez, pela drenagem, precipitação e temperatura média anual.

$$NaCl \rightleftharpoons Na^{+} + Cl^{-} \qquad \text{(Reação 6.1)}$$

Halita

$$CaCO_3 \rightleftharpoons Ca^{2+} + CO_3^{2-} \qquad \text{(Reação 6.2)}$$

Calcita

$$SiO_2 + 2H_2O \rightleftharpoons H_4SiO_4^{0} \qquad \text{(Reação 6.3)}$$

Ác. Silícico

6.2.2. Hidratação/Desidratação

As reações de hidratação e desidratação têm importância nas reações de formação de sais e evaporitos como, por exemplo, no caso da anidrita e gipsita, formas anidra e hidratada do sulfato de cálcio, respectivamente (Reação 6.4). Entretanto, reações nesses tipos de minerais tendem a ter menor contribuição na formação do solo, a não ser em condições específicas discutidas para outros evaporitos. Já a hidratação e a desidratação de óxidos de ferro e alumínio têm um papel fundamental na formação dos solos, principalmente no que tange a solos dos trópicos. Exemplos disso são a relação entre hematita e ferridrita (Reação 6.5) e a hematita como forma desidratada da goethita (Reação 6.6), que voltaremos a discutir na reação de oxidação.

$$CaSO_4 + nH_2O \rightleftharpoons CaSO_4 \cdot nH_2O \qquad \text{(Reação 6.4)}$$

Anidrita Gipsita

$$Fe_{10}O_{15} \cdot 9H_2O \rightleftharpoons 5Fe_2O_3 + 9H_2O \qquad \text{(Reação 6.5)}$$

Ferridrita Hematita

$$Fe_2O_3 + H_2O \rightleftharpoons Fe_2O_4H_2 \quad \text{(ou FeOOH)} \quad \text{(Reação 6.6)}$$

Hematita Goethita

Nas reações de hidratação e desidratação, os controles de umidade, drenagem e temperatura são fundamentais na definição das formas minerais produzidas. Climas quentes, precipitação elevada, drenagem livre, em geral associada a períodos secos definidos, tendem a favorecer formas anidras, enquanto condições mais úmidas, ou certa restrição à drenagem, podem favorecer formas hidratadas.

6.2.3. Hidrólise

A hidrólise é talvez a principal reação envolvida na formação de minerais secundários no solo. Ela age na formação de virtualmente todas as espécies secundárias comuns nos solos, tanto argilominerais quanto óxidos, dependendo das condições ambientais em que ela ocorre. A hidrólise pode ser definida em termos gerais como a ação da água e de prótons sobre os minerais primários, resultando em modificações na sua estrutura e composição química. Em uma definição mais literal, hidrólise significa algo como separação, quebra ou dissolução (do grego *lysis*) da água (*hydor*). Uma das características da hidrólise é a quebra de moléculas de água por cátions metálicos, principalmente alumínio e ferro, em meios naturais, produzindo prótons hidrogênio. Esses cátions de valência elevada (3+) têm alta afinidade pelas hidroxilas e, com isso, são capazes de quebrar a molécula de água, liberando prótons no meio.

$$Al^{3+} + H_2O \rightleftharpoons Al(OH)^{2+} + H^+ \quad \text{(Reação 6.7)}$$

$$Fe^{3+} + H_2O \rightleftharpoons Fe(OH)^{2+} + H^+ \quad \text{(Reação 6.8)}$$

Além da hidrólise por cátions metálicos, em ambientes naturais a presença de gás carbônico (CO_2), seja produzido pela atividade biológica, seja por outros mecanismos, tende a acidificar as soluções na zona de intemperismo.

$$CO_2 + H_2O \rightleftharpoons HCO_3^- + H^+ \quad \text{(Reação 6.9)}$$

Assim, além da produção de ácidos orgânicos para favorecer a liberação de nutrientes de materiais primários, a atividade biológica potencializa o intemperismo ao liberar CO_2 nos poros, o que catalisa o intemperismo. Nos trópicos úmidos, onde a vida é abundante, tende a haver um importante componente biológico no intemperismo, muito além dos efeitos físicos discutidos anteriormente.

As reações anteriores produzem os prótons envolvidos na reação de hidrólise, mas nosso interesse principal é em como a hidrólise age sobre os minerais primários. Para fins didáticos, alguns livros dividem as reações de hidrólise de acordo com o produto formado em hidrólise total, hidrólise parcial com perda de todo o potássio e hidrólise parcial com retenção de potássio. Perceba que este é apenas um artifício didático, uma vez que a hidrólise pode ocorrer em uma diversidade de minerais primários, ao passo que nesses exemplos é utilizado o ortoclásio ou feldspato potássico, um tectossilicato, como mineral primário.

6.2.3.1. Hidrólise Total (Alitização)

A reação a seguir mostra o intemperismo de um silicato primário contendo potássio e alumínio, o ortoclásio $KAlSi_3O_8$, em gibbsita, $Al(OH)_3$ (TOLEDO *et al*., 2009). Alguns estudos mostram o intemperismo direto do ortoclásio em gibbsita, enquanto em outros existe uma etapa intermediária em que há formação de um argilomineral que posteriormente sofre perda de sílica formando gibbsita. Independentemente disso, condições de temperatura e precipitação elevadas e drenagem livre, em que é possível a remoção dos produtos solúveis, favorecem o acúmulo de hidróxido de alumínio no ambiente na forma de gibbsita, um produto de solubilidade muito baixa.

$$KAlSi_3O_8 + 8H_2O \rightleftharpoons Al(OH)_3 + 3H_4SiO_4^0 + K^+ + OH^- \qquad \text{(Reação 6.10)}$$

Ortoclásio Gibbsita + Produtos Solúveis

Essa reação é muitas vezes chamada na literatura de alitização, uma vez que o produto formado é rico em alumínio, representado pelo “al” em alitização.

6.2.3.2. Hidrólise Parcial com Perda de Todo K+ (Monossialitização)

Quando as condições ambientais restringem de alguma forma a perda de produtos solúveis, seja por uma drenagem um pouco menos eficiente, seja por taxas de precipitação um pouco mais baixas e/ou temperaturas um pouco mais amenas, pode haver formação de argilominerais de grade 1:1, sendo o membro comum nos solos a caulinita (TOLEDO *et al*., 2009). Novamente ressalta-se que a reação a seguir é uma simplificação, uma vez que a caulinita secundária no solo pode ser formada a partir de outros minerais como as micas, montmorillonita e minerais interestratificados. Existem evidências de que a formação de caulinita também pode ser mediada pelo crescimento de plantas, as quais causam uma aceleração do intemperismo da biotita.

$$2KAlSi_3O_8 + 11H_2O \rightleftharpoons Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4H_4SiO_4^0 + 2K^+ + 2OH^- \quad \text{(Reação 6.11)}$$

Ortoclásio Caulinita + Produtos Solúveis

A formação de caulinita também pode ser controlada pela posição na paisagem, ou seja, pelo relevo onde o solo se formou. Zonas onde ocorre lateralização dos fluxos e onde a drenagem não é tão pronunciada, devido à ocorrência de camadas de menor condutividade hidráulica, podem favorecer o acúmulo de argilominerais. Note ainda que a restrição à pedogênese não é pronunciada, uma vez que este mineral é comum nos trópicos úmidos. A precipitação e a drenagem são suficientes para lixiviação das bases K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} e Na^+, resultando em solos caulinítico-oxídicos, em geral de menor fertilidade quando comparados a solos menos intemperizados. A reação de hidrólise parcial sem retenção de bases na estrutura dos minerais é também chamada de monossialitização, uma vez que o produto formado é um argilomineral de grade 1:1, “mono”, composto por silício e alumínio “sial”, ou seja, é um argilomineral.

6.2.3.3. Hidrólise parcial com retenção de K^+ (bissialitização)

Em zonas onde as temperaturas são mais baixas, como temperadas e subtropicais, e áridas e semiáridas, onde a precipitação média anual é baixa, e em áreas onde a drenagem é limitada, a perda de bases e sílica é restrita e estes materiais tendem a aparecer na estrutura do produto secundário formado. Novamente utilizamos o exemplo do ortoclásio, mas nesses casos o intemperismo produz um mineral mais complexo, com presença não só de silício e alumínio, mas também de um cátion que seria facilmente lixiviado em outras condições, o potássio (TOLEDO *et al*., 2009). As esmectitas são comuns em solos de zonas temperadas. No Brasil, elas só tendem a aparecer em quantidades representativas em condições especiais em que há limitação ao intemperismo, como no semiárido ou regiões com drenagem insuficiente, como no caso dos solos hidromórficos.

$$2{,}3KAlSi_3O_8 + 8{,}4\ H_2O \rightleftharpoons Si_{3,7}Al_{0,3}O_{10}Al_2(OH)_2K_{0,3} + 3{,}2H_4SiO_4^{\ 0} + 2K^+ + 2OH^-$$

Ortoclásio — Esmectita + Produtos Solúveis

(Reação 6.12)

Em termos de área total, a presença de óxidos e caulinita nos trópicos úmidos é muito maior que dos argilominerais de grade 2:1, como as esmectitas. Entretanto, é importante conhecer o efeito do controle do relevo local sobre a mineralogia dos solos. Em uma mesma transição topográfica podem ser encontrados solos ricos em hematita e caulinita, nos topos planos e bem drenados; solos ricos em caulinita e goethita, nas regiões de transição, onde o relevo possui uma inclinação suave ou moderada e a drenagem é limitada por camadas de menor permeabilidade e/ou há ocorrência de fluxos hídricos lateralizados; e solos com presença de argilominerais de grade 2:1, ferro reduzido e maior quantidade de matéria orgânica, em planícies aluviais. A reação de hidrólise com retenção de bases na estrutura do mineral secundário é também chamada de bissialitização, uma vez que o material formado possui grade 2:1, “bi”, e possui silício e alumínio em sua composição “sial”.

6.2.4. Acidólise

A reação chamada de acidólise nem de longe é uma unanimidade na literatura, aparecendo em alguns livros didáticos no Brasil e não sendo abordada na literatura internacional consultada. Acredita-se que isto se deva a três fatores: primeiro, a acidólise poderia ser inclusa como um subtipo de hidrólise em condições de pH muito baixo e com maior mediação de organismos; segundo, a acidólise poderia ser considerada um processo em que o efeito de ácidos orgânicos é muito maior que as reações puramente inorgânicas, levando a um processo primordialmente mediado por via biológica e discutido de forma distinta das reações geoquímicas gerais; e, finalmente, o processo que leva à formação de solos e horizontes formados por este tipo de reação, os Espodossolos e os horizontes espódicos, é complexo e carece de melhor entendimento antes de ser enquadrado nas classes anteriores. Em todo caso, decidimos manter a reação de acidólise como artifício didático, uma vez que ela facilita a compreensão dos solos a ela relacionados (TOLEDO *et al*., 2009).

Independentemente do enquadramento, sabe-se que a acidólise está diretamente ligada a ácidos orgânicos produzidos pela decomposição incompleta de matéria orgânica produzida pela vegetação, e em geral sobre rochas félsicas como os granitos ou sedimentos arenosos. Isso muitas vezes ocorre em climas temperados ou frios, em vegetações que produzem matéria orgânica de decomposição mais difícil. Estes ácidos orgânicos podem ser lixiviados até a frente de intemperismo atacando os minerais expostos e translocando ferro e alumínio na forma complexada. O acúmulo de ácidos orgânicos tende a causar destruição da fração fina facilmente intemperizável, muitas vezes deixando camadas compostas quase que exclusivamente de minerais altamente resistentes ao ataque químico, como o quartzo na fração areia. De acordo com o pH em que a reação ocorre, a acidólise pode ser dividida em total e parcial.

6.2.4.1. Acidólise Total (pH ≤ 3)

Nesse caso não existe produto secundário formado (TOLEDO *et al*., 2009). Em virtude da extrema acidez, a pHs menores ou iguais a três, a fração fina é destruída e o resultado da reação são produtos solúveis, ácido silícico e cátions trocáveis que podem ser lixiviados ou permanecer em solução ou na fase trocável. Esse tipo de reação, em que não são produzidos minerais secundários ou produtos insolúveis, é também chamada de *dissolução congruente*, enquanto todas as outras reações em que são produzidos minerais secundários são do tipo *dissolução incongruente*. Perceba que, no caso da acidólise total, o material primário não é todo destruído, com o desaparecimento do solo; lembre-se que as rochas são formadas de vários minerais e nesses exemplos estamos tratando apenas do ortoclásio. Uma rocha contendo um feldspato potássico pode conter também quartzo e ele pode resistir ao ataque químico, restando apenas areia de quartzo nos horizontes formados pelo ataque químico. Isso é exatamente o que ocorre na formação de alguns solos, restando no perfil um horizonte de cor clara e textura composta quase que exclusivamente de areia. No horizonte abaixo podem se acumular ferro e alumínio solúveis, resultantes do intemperismo químico atuando nas camadas superiores. Veremos que a reação de acidólise é a base de um processo chamado de podzolização, que produz os solos chamados de Espodossolos no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS), *Spodosols* no sistema americano (*Soil Taxonomy*) e *Podzols* no sistema FAO-WRB.

$$KAlSi_3O_8 + 4H^+ + 4H_2O \rightleftharpoons 3H_4SiO_4^0 + Al^{3+} + K^+ \qquad \text{(Reação 6.13)}$$

Ortoclásio Produtos Solúveis

6.2.4.2. Acidólise Parcial (3 < pH < 5)

Em faixas de pH um pouco mais elevadas, a acidólise não causa dissolução total dos minerais e há formação de produtos insolúveis na forma de mineral secundário. Similar ao que ocorre na hidrólise total com retenção de K^+, há a formação

de um argilomineral de grade 2:1, aqui uma esmectita aluminosa (TOLEDO *et al.*, 2009). Isso, em tese, dá ao solo formado características similares às daqueles de mineralogia 2:1 compostos por outras espécies minerais, como expansibilidade, contratilidade e alta densidade de cargas, dentre outras.

$$9KAlSi_3O_8 + 32H^+ + 4H_2O \rightleftharpoons 3Si_{3,5}Al_{0,5}O_{10}Al_2(OH)_2 + 6,5H_4SiO_4^0 + 1,5Al^{3+} + 9K^+$$

Ortoclásio — Esmectita Aluminosa + — Produtos Solúveis

(Reação 6.14)

A reação anterior também está associada à formação de solos e horizontes espódicos. Como foi discutido anteriormente, tais processos são bastante complexos e podem ocorrer em diferentes condições em zonas frias e/ou com características específicas de drenagem, vegetação e material de origem, sendo possível a formação de diferentes minerais secundários. Em alguns casos, as reações associadas à formação de solos espódicos produzem ainda um aluminossilicato mal cristalizado e relativamente raro, chamado imogolita, cuja fórmula $Al_2SiO_3(OH)_4$ guarda algumas similaridades com a esmectita aluminosa. A maioria dos modelos de formação relacionados à acidólise se refere a materiais formados em condições frias e vegetação de coníferas, entretanto, a formação destes solos é também comum em determinadas regiões de floresta sobre sedimentos arenosos na Amazônia brasileira, onde a acidólise pode favorecer o acúmulo de caulinita além do quartzo na fração grossa e de perfis bastante profundos.

6.2.5. Hidrólise + Oxidação (Ferralitização)

A reação de oxidação muitas vezes é discutida como uma reação à parte em livros didáticos. Entretanto, ela é mais bem compreendida como uma reação que ocorre juntamente com a reação de hidrólise total, principalmente na pedogênese nos trópicos úmidos (ESSINGTON, 2003). Nesse caso, um elemento passível de processos de oxidação-redução sofre oxidação ao ser liberado no ambiente e é

incorporado ao mineral secundário mantendo este estado. Observe a hidrólise do mineral fayalita, contendo ferro na Reação 6.15a.

$$Fe_2SiO_4 + 0{,}5O_2 + 3H_2O \rightleftharpoons 2FeOOH + H_4SiO_4^0 \quad \text{(Reação 6.15a)}$$

Fayalita → Goethita + Produtos Solúveis

$$2FeOOH \rightleftharpoons Fe_2O_3 + H_2O \quad \text{(Reação 6.15b)}$$

Goethita → Hematita (via desidratação)

Perceba que na estrutura da fayalita o ferro possui valência 2+.

$$Fe_2^{2+}Si^{4+}O_4^{2-} \quad \text{(Fórmula 6.1)}$$

Isso é confirmado pela neutralidade da estrutura do mineral (2 x 2+) + (1 x 4+) + (4 x 2-) = 0. Note agora que na goethita e na hematita o ferro se encontra no estado oxidado:

$$Fe^{3+}O^{2-}(OH)^- \quad \text{(Fórmula 6.2)}$$

$$Fe_2^{3+}O_3^{2-} \quad \text{(Fórmula 6.3)}$$

de modo que (3+) + (2-) + (1-) = 0 e (2 x 3+) + (3 x 2-) = 0. A desidratação da goethita para hematita é outra reação acessória à hidrólise de minerais contendo ferro na pedogênese nos trópicos, conforme discutido no capítulo anterior. Note que a hidrólise associada à oxidação é um dos principais processos atuantes na formação desses solos. A hidrólise total em silicatos ricos em alumínio gera a gibbsita, enquanto a hidrólise total em materiais contendo ferro gera hematita e goethita. Como são comuns as misturas desses minerais nas rochas, e devido à insolubilidade de ferro e alumínio no ambiente, gerando acúmulo devido à dificuldade de serem perdidos por lixiviação, os materiais formados nessas condições tendem a apresentar tanto os óxidos de ferro quanto a gibbsita. Assim, deu-se o nome a esses processos de ferralitização, devido ao acúmulo de materiais contendo ferro, “ferr”, e alumínio, “al”, nos solos formados por eles. Veremos que a ferralitização é o

principal processo responsável pela formação dos solos vermelhos e amarelados dos trópicos, em associação a outros processos como a lixiviação, pedoturbação e perda de sílica. Em solos formados sobre rochas máficas e ultramáficas, como sobre os basaltos e diabásios da Bacia do Paraná, os solos tendem a possuir maior conteúdo de óxidos de ferro e cores ainda mais vermelhas, e maior fertilidade natural que solos formados sobre rochas félsicas de outras regiões, como os granitos da Serra do Mar.

6.2.6. Redução

A redução também constitui um conjunto de reações complexas, em geral mediadas por organismos que ocorrem em solos saturados por água por períodos mais extensos. Nessas reações, ocorre o inverso do que foi discutido na seção anterior: a valência dos elementos passíveis de reações de oxidação-redução diminui. A redução pode atuar sobre os óxidos de ferro discutidos anteriormente desde que haja uma mudança ambiental significativa que faça com que o espaço poroso do solo esteja saturado por água por um longo tempo. Solos onde a drenagem é livre ou pouco restrita são chamados de óxicos; solos onde existe limitação de oxigenação são chamados de subóxicos; e solos onde existe depleção de oxigênio são chamados de anóxicos. Nos solos óxicos, em geral não existe limitação para as atividades metabólicas dos microrganismos, pelo menos em termos de oxigenação. Ao se reduzir a oxigenação do ambiente, devido à entrada e permanência de água nos poros, os microrganismos anaeróbios facultativos e anaeróbios começam a utilizar outros compostos para realizar suas atividades metabólicas. Em condições subóxicas ocorre redução do oxigênio e do nitrato, sendo que a presença deste último dá início à redução do manganês. Em condições subóxicas e anóxicas ocorre reação de redução de ferro e manganês (Quadro 6.1). Com a redução, o ferro perde sua cor característica vermelha ou amarelo-alaranjada e a massa do solo assume uma tonalidade cinza esbranquiçada, comum em seções subsuperficiais de solos de pântanos e outras áreas alagadas. O ferro e o manganês também podem se tornar

móveis nessas condições, sendo transportados em fluxos hídricos geralmente lateralizados. Esses elementos podem ser transportados para zonas óxicas em outros locais, promovendo a formação dos padrões mosqueados e, em determinadas condições, formando materiais secundários que podem endurecer de forma irreversível, conhecidos na literatura antiga como lateritas e na atual como petroplintita.

Quadro 6.1: Redução sequencial de compostos de O, N, Mn, Fe e S em solução do solo a pH 7,0

Composto		Reação
Oxigênio	$1/4O_2(g) + H^+ + \bar{e} \rightleftharpoons 1/2H_2O\ (l)$	6.16a
Nitrato	$1/8NO_3^- + 5/4H^+ + \bar{e} \rightleftharpoons 1/8NH_4^+ + 3/8H_2O\ (l)$	6.16b
Óxido de Mn	$1/2MnO_2(s) + 2H^+ + \bar{e} \rightleftharpoons 1/2Mn^{2+} + H_2O\ (l)$	6.16c
Hidróxido de Fe	$Fe(OH)_3(s) + 3H^+ + \bar{e} \rightleftharpoons Fe^{2+} + 3H_2O(l)$	6.16d
Sulfato	$1/8SO_4^{2-} + H^+ + \bar{e} \rightleftharpoons 1/8S^{2-} + 1/2H_2O(l)$	6.16e

Fonte: Sposito (1989).

Nota: (g) gás, (l) líquido e (s) sólido.

Como mencionamos anteriormente, nenhuma reação ou processo de formação de solo tende a ocorrer sozinha. Solos em ambientes redutores podem ter acúmulo de matéria orgânica, que não se decompõe com facilidade nesses ambientes, e de argilominerais de grade 2:1, devido à dificuldade de perdas de elementos por lixiviação em ambiente de drenagem restrita. Solos formados em ambientes com excesso de água são enquadrados em um grupo geral chamado de *solos hidromórficos*.

Note a diferença de cor entre um solo formado em um ambiente redutor (Figura 6.4, esquerda) e um solo formado em um ambiente de oxidação e hidrólise total (Figura 6.4, direita). Os fortes tons vermelhos ou alaranjados indicam a presença de ferro oxidado na hematita e na goethita no ambiente com boa aeração, enquanto o ambiente redutor é caracterizado pelas colorações acinzentadas impressas pela perda de cor do ferro em condição reduzida. Os dois solos estão localizados a quilômetros de distância um do outro, sob mesmo clima, porém em posições distintas na paisagem, o solo à esquerda em uma área de baixada e acúmulo de água e o solo à direita em uma área mais plana e com drenagem livre.

Figura 6.4: Aspectos de cor de solos formados em ambiente redutor (esquerda) e no domínio de oxidação e hidrólise total (direita) (Estrada Planaltina-Formosa, DF-GO)

Referências

CARLSON, D. H.; PLUMMER, C. C.; MCGEARY, D. *Physical geology:* Earth revealed. 7. ed. New York: McGraw Hill, 2008. 617 p.

ESSINGTON, M. E. *Soil and water chemistry:* an integrative approach. Boca Raton: CRC Press, 2003. 534 p.

HORBE, A. M. C.; HORBE, M. A.; SUGUIO, K. Tropical spodosols in northeastern Amazonas State, Brazil. *Geoderma*, v. 119, n. 1-2, p. 55-68. 2004.

HSU, P. H. Aluminum oxides and hydroxides. *In*: DIXON, J. B; WEED, S. B. (org.). *Minerals in soil environments.* 2. ed. Madison: SSSA Book Series, Soil Science Society of America, 1989, cap. 7. p. 331-378.

HUOTARI, T.; KUKKONEN, I. *Literature survey and estimation of thermal expansion coefficients of olkiluoto mica gneiss.* Olkiluoto: Geological Survey of Finland, 2004. 62 p.

SPOSITO, G. *The surface chemistry of soils.* Oxford: Oxford University Press, 1984. 234 p.

SPOSITO, G. *The chemistry of soils.* Oxford: Oxford University Press, 1989. 277 p.

STUM, W.; MORGAN, J. J. *Aquatic Chemistry:* chemical equilibria and rates in natural waters. 3. ed. New York: Wiley-Interscience, 1996, 1040 p.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J. 2009. Da rocha ao solo: intemperismo e pedogênese. *In*: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M; TAIOLI, F. (org.). *Decifrando a Terra.* São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009. p. 210-239.

Fatores e processos de formação do solo

7

As condições para que uma reação ocorra preferencialmente à outra estão ligadas à atuação dos *fatores de formação do solo*. A ideia do modelo dos fatores de formação do solo foi proposta por Hans Jenny em 1944, como uma expansão do modelo idealizado por um dos pioneiros da ciência do solo, Vasily Vasilyevich Dokuchaev. Jenny aperfeiçoou a ideia de que o solo é um produto da ação conjunta de fatores que atuam em maior ou menor grau, dado um conjunto de condições.

$$\mathbf{SOLO = \mathit{f}(Cl, O, R, P, t, ...)}$$

ou modelo ClORPt, em que *Cl* é clima, *O* são os organismos atuantes na formação do solo, *R* é o relevo, *P* é o material de origem ou material parental, tecnicamente rocha ou depósito onde o solo está sendo formado, e *t* é tempo (aqui em letra minúscula para não haver confusão com temperatura), no sentido cronológico. Note que em pedologia muitas vezes estamos mais preocupados com o "envelhecimento mineralógico" do solo causado pelo intemperismo químico. Os três pontos ao final indicam que o modelo é aberto para a incorporação de outros fatores, o que de fato foi feito por outros pesquisadores. Veja, por exemplo, os modelos de Johnson, Phillips e Runge no livro de Schaetzl e Anderson (2005). Os efeitos gerais de cada um dos fatores são discutidos a seguir.

7.1 Fatores de formação do solo

Clima

Em termos globais, o clima exerce um efeito bastante pronunciado sobre a pedogênese. Em primeiro lugar porque a água no estado líquido é uma substância requerida para que a formação dos minerais secundários possa ocorrer. As reações geoquímicas de hidrólise, acidólise, oxidação, redução, dissociação e hidratação requerem obrigatoriamente fase líquida. A quantidade de água no estado líquido é, por sua vez, diretamente controlada pela precipitação. Nos trópicos onde a precipitação tende a ser intensa e constante em pelo menos metade do ano, o potencial de intemperismo químico e lixiviação é bastante alto. Além de a precipitação ser elevada, a temperatura média anual também tende a ser mais alta quando comparada à de outras regiões do globo, o que acelera as taxas das reações químicas.

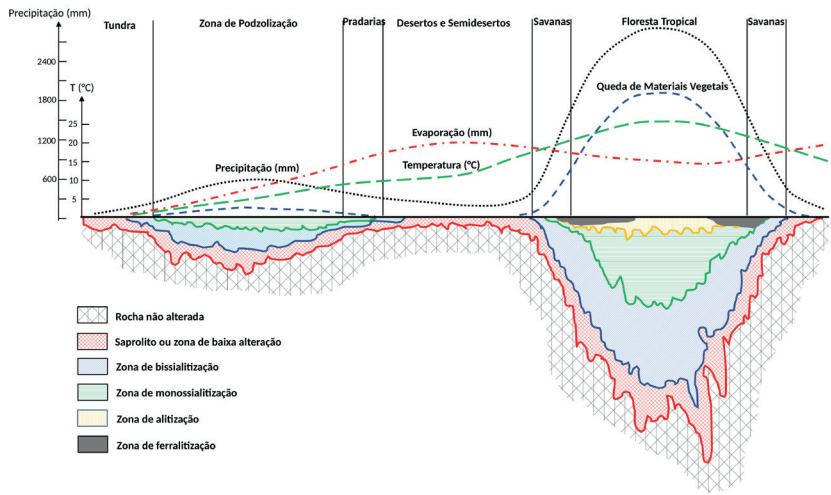
Regiões onde as precipitações e/ou temperaturas médias anuais são menores tendem a deslocar as reações para produção de argilominerais, uma vez que a lixiviação não é suficiente para a remoção de sílica e bases e/ou as temperaturas médias anuais baixas mantêm as taxas de reação baixas. Em condições áridas e semiáridas, pode haver acúmulo de sais por evaporação de água na superfície e formação de solos salinos. Nessas condições, podem ainda ser encontrados solos de mineralogia predominantemente esmectítica e, portanto, altamente expansivos, principalmente em regiões de acúmulo como planícies aluviais. Em áreas onde o intemperismo químico é muito pequeno, devido ao clima frio e/ou às precipitações muito baixas, os solos tendem a ser rasos e com predomínio de minerais pouco intemperizados, ou seja, minerais primários. Já em regiões frias onde existe precipitação significativa e as condições de vegetação e relevo são permissíveis, ocorrem as reações de acidólise e formação dos solos deste domínio, os solos espódicos.

Em termos climáticos, os solos dos trópicos úmidos são aqueles do domínio da alitização e ferralitização, os solos das zonas subtropicais são os do domínio da monossialitização, e os solos de zonas temperadas são os do domínio da bis-

sialitização. O domínio da acidólise se encontra geograficamente a latitudes mais elevadas que o domínio da bissialitização, principalmente no hemisfério norte.

A Figura 7.1 é a adaptada daquela apresentada no monumental trabalho do geólogo russo Nikolai Mikhailovich Strakhov (1967) e é reproduzida em muitas das publicações que tratam de fatores de formação do solo. Nela estão sumarizadas de forma bastante didática as interações entre os componentes do fator clima: precipitação, temperatura média anual, evaporação na superfície do solo, e os domínios de vegetação e de reações geoquímicas de intemperismo.

Figura 7.1: Intemperismo em diferentes domínios de clima e vegetação



Fonte: elaborado pelo autor com base em Strakhov (1967).

O aprofundamento da zona de intemperismo e, consequentemente, do perfil do solo é máximo nas zonas de florestas tropicais, onde a precipitação pode exceder 3000 mm por ano, e a evaporação na superfície fica em torno de 900 mm; o restante, cerca de 2100 mm, fica livre para infiltração e lixiviação, e movimentação por fluxos laterais. Este excedente infiltrado favorece reações de hidrólise total e oxidação, com perda de sílica e bases, e acúmulo de óxidos de ferro e alumínio.

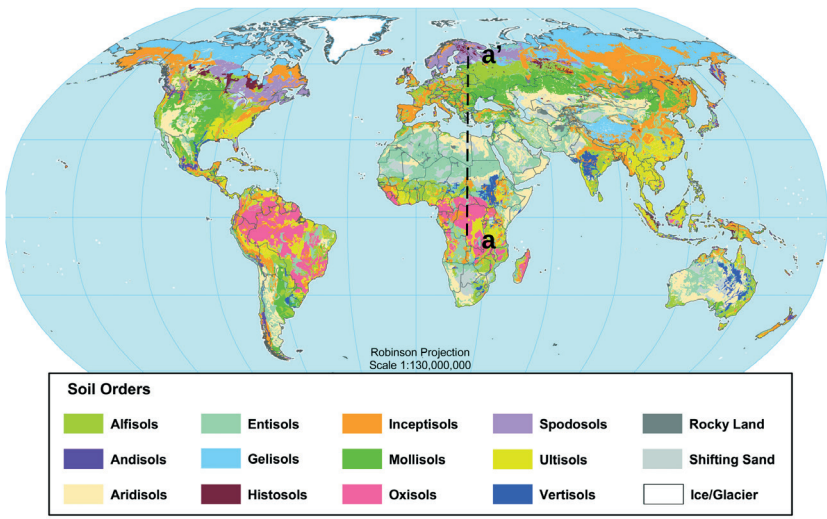
Nas zonas de savana ou, no nosso caso, os cerrados, a precipitação é mais baixa, mas ainda excede a evaporação (ou evapotranspiração), o que favorece as perdas por lixiviação. Essas condições podem ainda favorecer a presença de óxidos, mas em formas anidras, nas regiões mais planas e elevadas e com drenagem livre. Nas zonas de desertos ou semidesertos, como, por exemplo, as zonas áridas e semiáridas intertropicais, a evaporação é muito maior que a precipitação, favorecendo fluxos hídricos ascendentes ou limitando severamente a lixiviação. Nesses casos, o intemperismo químico é mínimo e o material é muito raso e rico em minerais primários e fragmentos de rocha. Nas zonas de clima temperado, onde a precipitação ocorre, mas é inferior à evaporação, podem ser formadas as pradarias, que são vastas áreas cobertas por gramíneas e outras vegetações de baixo porte. Os solos nestas áreas tendem a ser férteis e com acúmulo de minerais 2:1 e 1:1, sendo solos do domínio da hidrólise parcial. Em zonas mais frias, em tipos específicos de vegetações como nas coníferas, ocorre a zona da acidólise e podzolização, com formação de solos particulares de ambientes ácidos e migração de matéria orgânica iluvial, e complexos de ferro e alumínio. No caso da figura, a zona de podzolização coincide com a segunda zona de maior alteração e acúmulo de argilominerais, o que é condizente com a reação de acidólise parcial. Em latitudes mais elevadas ocorre a zona da tundra com pedogênese incipiente.

Note que o modelo da Figura 7.1 corresponde aproximadamente a uma seção a-a' no globo desde os trópicos da África até o norte da Europa (Figura 7.2),[11] o que é exatamente o que Strakhov tinha em mente quando criou esse modelo com base nos seus extensos estudos. Note que os diferentes tipos de solos descritos na Figura 7.2 com base no sistema americano de classificação de solos, o *Soil Taxonomy*, refletem exatamente a atuação desses fatores. Os *Oxisols* e *Ultisols* são os solos dos trópicos no domínio da ferralitização e monossialitização, os *Entisols* são os solos pouco desenvolvidos, onde há limitação da atuação dos fatores pedogenéticos,

[11] Excluindo o Mar Mediterrâneo, é claro.

os *Aridisols* são os solos das regiões áridas, os *Mollisols* e *Afisols* são típicos de pradarias e regiões temperadas no domínio da hidrólise parcial, os *Spodosols* são os solos do domínio da acidólise e os *Gelisols* são os solos da tundra subártica.

Figura 7.2: Distribuição global dos solos segundo o sistema americano de classificação de solos



Fonte: adaptado pelo autor de: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Global_soils_map_USDA.jpg. Acesso em: 29 jun. 2021.

Organismos

Como discutido no capítulo anterior, os organismos podem atuar tanto no intemperismo físico como no químico. No intemperismo químico os organismos podem liberar ácidos orgânicos objetivando enfraquecer a grade cristalina dos minerais e ter acesso a elementos nutrientes, como ferro, potássio e fósforo. A presença de biofilmes de líquens e microrganismos pode ser um importante processo no intemperismo de rochas e alteração dos minerais para as formas encontradas nos solos. A ação de plantas com ou sem simbiose com microrganismos também pode intensificar o intemperismo químico das rochas. Ao absorverem cátions básicos,

as plantas podem promover acidificação de soluções, intensificando a hidrólise, além de deslocar o equilíbrio das reações químicas via remoção de produtos. Além da dissolução, a ação desses organismos pode ainda gerar precipitação de espécies minerais.

Animais como insetos, artrópodes e outros organismos também podem contribuir para o intemperismo pela modificação da composição química do ambiente, seja pela remoção de elementos, seja pela liberação de compostos orgânicos. Minhocas e cupins, por exemplo, podem ter um efeito importante na formação de agregados e adição de compostos orgânicos ao solo ao trabalharem o material em seus aparelhos bucais ou digestivos. Em escalas maiores, animais de grande porte como bovídeos e elefantídeos podem ter efeito direto via reciclagem de nutrientes, compactação e erosão, causadas por movimentações de grandes manadas. Por fim, o homem é hoje obviamente um modificador do ambiente em escala global, e isso se reflete sem dúvida na formação do solo, seja pela agricultura, seja pelas construções, deposição de materiais no solo, contaminação ambiental e alterações climáticas.

Relevo

O relevo controla, em parte, a partição dos fluxos hídricos entre infiltração e escoamento superficial. Mantendo o fator drenagem constante, relevos inclinados ou acidentados tendem a promover maior perda de material por erosão, resultando em solos mais rasos. Em regiões planas existe a tendência de que o material produzido pelo intemperismo e a pedogênese seja acumulado, produzindo assim perfis de solos mais profundos. Em relevos fortemente acidentados é possível ainda que todo o material produzido por intemperismo seja perdido por erosão, resultando em afloramentos de rochas, ou seja, sem cobertura de solo.

A drenagem é outro fator que controla as taxas de pedogênese e os produtos formados. Quanto melhor a drenagem, mais facilmente a água e os produtos solúveis do intemperismo e reações químicas serão retirados do ambiente. Isso tende a favorecer o acúmulo de materiais mais simples, como os óxidos de ferro e alumínio,

que são pouco solúveis no ambiente. Em condições em que existe alguma restrição à drenagem, pode não ocorrer perda de toda a sílica e bases, resultando na formação de argilominerais. Condições de drenagem muito restritas, em que há saturação de água no perfil do solo por um período do ano, podem favorecer condições de redução, acúmulo de matéria orgânica e presença de argilominerais de grade 2:1.

Como muito bem discutido por Dixon (2013), a formação do solo é reflexo da estabilidade do terreno. Quando as condições de estabilidade do relevo são alteradas ou se tornam dinâmicas em comparação às taxas de pedogênese, a formação do solo pode ser comprometida e o solo pode ser erodido ou enterrado. Assim, o avanço da pedogênese requer estabilidade tectônica e muitas vezes está associado à ausência de alterações climáticas drásticas no tempo geológico, uma vez que climas mais úmidos ou secos podem alterar profundamente a paisagem via ciclos de esculpimento de vertentes ou de pedimentação e, consequentemente, a formação do solo. Deixa-se claro aqui que estes conjuntos de conhecimentos mencionados fazem parte do domínio da geomorfologia, e como é possível ver nas referências do capítulo, qualquer estudante que deseje se aprofundar no estudo da gênese dos solos deve procurar se aprofundar no estudo da *geomorfologia do solo*.

Material de Origem (P)

Mantendo todos os outros fatores constantes, o intemperismo de rochas e minerais segue as séries de Bowen e Goldich, em que minerais cristalizados a maiores temperaturas em rochas básicas tendem a ser menos resistentes ao intemperismo. Deste modo, solos formados sobre basaltos e gabros tendem a ser mais profundos que solos formados sobre granitos, por exemplo. Materiais resistentes e de textura grossa, como os quartzitos, tendem a formar solos mais rasos, ricos no mineral primário quartzo e pouco férteis. De modo geral, solos formados sobre rochas carbonáticas como mármores, calcários e dolomitos tendem a ser mais férteis que solos formados sobre outros materiais, seguidos por solos formados sobre rochas máficas e ultramáficas. Solos formados sobre rochas félsicas e materiais arenosos

como sedimentos, arenitos e quartzitos tendem a ser menos férteis que os demais. Solos formados sobre rochas de granulação fina, como ardósias, argilitos, folhelhos e basaltos tendem a produzir solos de textura argilosa, principalmente nos trópicos. Para um mesmo tipo de rocha e mineralogia, a textura do solo produzido depende da precipitação anual e da temperatura.

Tempo

O tempo cronológico é um fator de difícil aferição no solo, uma vez que depende de técnicas de datação mais complicadas que aquelas utilizadas nas rochas. Isso ocorre porque os perfis dos solos têm idades variando de dezenas a algumas dezenas de milhares de anos, dependendo do processo de formação atuante, o que impede o uso de datação de isótopos inorgânicos comum em rochas, e depende muitas vezes de isótopos orgânicos como o de carbono, o que, aliado à mobilização de massa e materiais no solo, pode gerar incertezas. Além disso, existe o problema dos solos policíclicos, que são solos produzidos sobre o retrabalhamento constante de outro solo ou de sedimentos, o que impossibilita o estabelecimento de um tempo zero para o início da contagem da sua formação. Mesmo que se estabeleça um tempo zero, uma rocha exposta no Ártico pode ter uma pedogênese quase nula após centenas de milhares de anos, enquanto a mesma rocha exposta nos trópicos pode gerar um perfil profundo em 50 mil anos. Deste modo, estabeleceu-se em pedologia a convenção terminológica de que um solo velho é aquele altamente intemperizado, com acúmulo de óxidos de ferro e alumínio, e um perfil profundo e bem desenvolvido, enquanto um solo jovem é aquele pouco desenvolvido em termos de profundidade e diferenciação do perfil, e com presença de minerais primários e argilominerais de grade 2:1.

7.2 Processos de formação do solo

Uma vez que conhecemos as reações geoquímicas e sua relação com os fatores de formação, podemos definir um conjunto de processos determinados pela maior

ou menor atuação de um ou mais fatores e, por consequência, maior ou menor taxa de ocorrência de dada reação, ou conjunto de reações. Esse é o modelo ou o conceito de *process bundles*, em tradução livre, "conjunto (ou combinação) de processos". Isso indica que os fatores que formam um solo atuam em conjunto, determinando assim um grupo de processos de formação em que o solo formado terá as características impressas pelos processos (ou pelo processo) atuantes com maior intensidade. O perfil do solo formado é então a "impressão digital" dos processos atuantes, e nele pode-se inferir muito do que ocorreu durante a atuação destes processos. Note que um processo nunca atua sozinho, todo solo é resultado de vários processos atuando em conjunto, ou em etapas diferentes da sua formação. Um solo tropical de cor vermelha intensa é quase sempre resultado de intensa dessilificação e lixiviação com intensa remobilização do perfil por pedoturbação.

Os processos são inicialmente subdivididos em quatro classes gerais:

a. Adições: Qualquer material adicionado ao perfil do solo como, por exemplo, via deposição em superfície ou via ascensão capilar, ou com o lençol freático.

b. Perdas: Perda de material, como, por exemplo, via drenagem profunda ou lixiviação, ou erosão nas camadas superficiais.

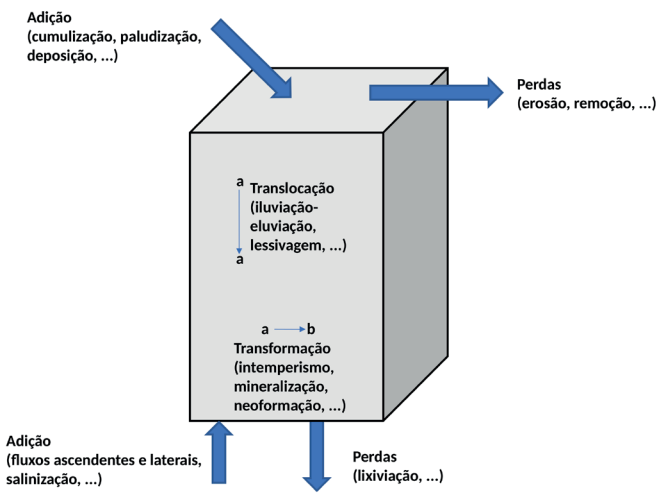
c. Translocações: Transporte de material entre duas seções dentro do perfil, como, por exemplo, migração de minerais de argila do horizonte A para o horizonte B.

d. Transformações: Transformação de um material em outro dentro do perfil do solo, como, por exemplo, formação de um mineral secundário ou transformação da matéria orgânica não decomposta em frações orgânicas mais estáveis.

Se concebermos que existe um volume imaginário em que a pedogênese ocorre, os diferentes processos podem ser enquadrados nas classes acima de acordo com seu papel na adição, perda, transformação ou apenas translocação da matéria dentro deste volume imaginário (Figura 7.3). Alguns processos retiram matéria do sistema, como a erosão na superfície e a lixiviação; outros adicionam matéria, como a deposição de materiais por gravidade ou por fluxo de água, ou pelo vento. A translocação nada mais é do que o transporte de matéria dentro do volume considerado

sem modificação das características dessa matéria, como, por exemplo, quando um dado mineral de argila sai de uma seção e se deposita em outra, enquanto na transformação há mudança dos constituintes como, por exemplo, no intemperismo químico de um mineral primário formando um mineral secundário.

Figura 7.3: Exemplos de diferentes tipos de processos atuando na formação do solo



Dentro destas quatro classes principais, diferentes autores definem diferentes processos de formação (Quadro 7.1). Note que Buol *et al*. (2011) definem a que grupo dentre os quatro anteriores cada um dos processos pertence. Schaetzl e Anderson (2005) dão uma lista muito mais detalhada de processos de formação possíveis. Para um curso introdutório de ciência do solo é suficiente abordar os processos envolvidos na formação das principais classes de solo de um sistema taxonômico de interesse, nesse caso o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS). Dentro desta lógica, definimos os seguintes processos:

1. Eluviação

Saída de material de um horizonte ou camada. A eluviação é um tipo de perda, e quando a perda é de minerais de argila e matéria orgânica, pode gerar seções de cores claras e texturas arenosas ou de granulometria mais grossa que das seções subjacentes e sobrejacentes.

2. Iluviação

Entrada de material em um horizonte ou camada. Nesse caso, a iluviação pode gerar seções no perfil com enriquecimento de constituintes. A iluviação é um processo de adição.

3. Lavagem; Lixiviação

Indicam saída ou perda de material de um perfil de solo por drenagem profunda, em geral sais solúveis, porém sendo aplicável à sílica, bases e outros compostos. É um dos principais processos atuantes na formação de solos tropicais altamente intemperizados. A intensa lixiviação provoca a perda de bases trocáveis e o caráter ácido e de baixa saturação por bases destes solos.

4. Erosão

Remoção de um ou mais horizontes ou camadas superficiais do solo. Pode ser geológica ou antrópica. A erosão atuante na pedogênese pode causar a ocorrência de perfis mais rasos, ou mesmo um rejuvenescimento do perfil do solo, uma vez que as camadas mais intemperizadas, em geral próximas à superfície, podem ser perdidas, restando o material menos intemperizado em subsuperfície.

5. Cumulização

Acúmulo de material depositado na superfície do solo. Por exemplo, em depósitos aluvionares ou coluvionares. Nesse caso, a pedogênese pode atuar nesses materiais depositados formando solos alóctones, sejam coluvionares, sejam aluvionares. Solos aluvionares tendem a ser formados sob a influência de sedimentos fluviais, e muitas vezes possuem características peculiares deste processo, como, por exemplo, estratificação granulométrica e de matéria orgânica, e características hidromórficas.

6. Salinização

Acúmulo de sais solúveis de cálcio, magnésio, potássio, sódio e outros sais cloretos, sulfatos, bicarbonatos etc. Forma solos com caráter salino, sálico, sódico ou solódico. Tecnicamente, alguns pesquisadores diferenciam o acúmulo de sais de sódio de outros sais solúveis. No SiBCS, sálico e salino se referem a sais solúveis que não o sódio (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^{+}, ...), e sódico e solódico a sais de sódio (Na^{+}). Esse acúmulo de sais em geral ocorre em regiões áridas e semiáridas, onde a evapotranspiração é maior que a perda de água por drenagem profunda. A evaporação age como uma membrana seletiva, em que apenas a água vai para a atmosfera e os sais se acumulam na superfície do solo ou próximo dela.

7. Solodização

Lixiviação de sais de sódio. Ocorre quando os sais são lavados do perfil do solo por excesso de água.

8. Solonização

Lixiviação de sais das camadas ou horizontes superiores para horizontes ou camadas inferiores.

9. Latolização

Acúmulo de óxidos, hidróxidos e óxi-hidróxidos de Fe e Al, e lavagem de sílica e bases em climas tropicais. Nesse caso, o acúmulo desses materiais se dá na forma residual no perfil devido à perda de outros constituintes.

10. Dessilificação; Alitização; Ferralitização

Perda de sílica e bases e concentração de óxidos de ferro com ou sem formação de plintita e dos materiais consolidados concreções de ferro e petroplintita. Tecnicamente, os Latossolos (SiBCS), *Oxisols* (*Soil Taxonomy*) ou *Ferralsols* (Sistema FAO-WRB) definem solos tropicais altamente intemperizados formados por esta classe de processos e pela latolização. Note que alguns autores colocam a latolização dentro destes processos. São os solos do domínio da reação de ferralitização (hidrólise + oxidação). A principal característica dos solos formados por esses

processos são as cores vermelhas e amarelas intensas como, por exemplo, na Figura 6.4, à direita.

11. Laterização

Migração de Fe no perfil formando zonas de concentração do elemento. Apesar de a laterização não ser discutida separadamente da ferralitização na maioria dos livros didáticos, seguindo Schaetzl e Anderson (2005), optou-se por considerá-la como um processo distinto, visto que os solos dos trópicos úmidos, os materiais plínticos e os materiais consolidados petroplintita e concreções de ferro podem em teoria ser formados por um misto da atuação de laterização, latossolização, ferralitização, dessilificação e um número de processos acessórios.

Solos lateríticos

A polêmica sobre os chamados solos lateríticos data de pelo menos 1807, quando um escocês chamado Francis Buchanan-Hamilton observou na Índia moradores locais cortando um material não consolidado da terra, o qual ao ser exposto por um tempo endurecia irreversivelmente e era usado como tijolos de construção. Com seus relatos e o de alguns outros cientistas, imaginou-se que esse processo de endurecimento, ao ser exposto a ar e Sol, era uma das características dos solos vermelhos dos trópicos úmidos, e deu-se o nome aos solos como um todo de "solos lateríticos", do latim *later*, "tijolo". Com o tempo, outros estudiosos observaram que nem todo solo dos trópicos endurecia irreversivelmente ao ser exposto a ar e Sol, mas já era tarde; por várias décadas e ainda hoje em muitos materiais, esses solos são chamados de lateríticos. Acontece, entretanto, que alguns materiais de solo ricos em ferro e alumínio de fato endurecem irreversivelmente ao serem cortados e expostos. Para discernir do termo genérico *laterítico*, deu-se a esses materiais o nome de plintita, do grego πλίνθος, *plinthos*, "tijolo". Os materiais ricos em ferro e alumínio que já eram encontrados endurecidos irreversivelmente no solo eram

tradicionalmente chamados de lateritas no Brasil. Além do termo *laterita*, este material é muitas vezes conhecido como tapiocanga, canga laterítica, canga, carapaça laterítica, couraça laterítica, dentre outros. Entretanto, o termo *laterita* implicava uma origem genética para esse material junto à formação do solo, o que não agradava os geólogos e geomorfólogos. Apesar de ainda carecerem de muitos estudos, tudo indica que esses materiais de ferro e alumínio endurecidos podem ser formados tanto por processos geológicos como por processos pedogenéticos e, assim, o uso do termo genérico *laterita* deixou de ser bem-vindo para a comunidade como um todo. Em ciência do solo, esses materiais consolidados passaram a ser chamados de petroplintita, enquanto em outros contextos de formação os materiais podem ser chamados de ferricretes, um tipo de *duricrust*, dentre outros. Aos materiais consolidados em forma de nódulos, deu-se o nome de concreções de ferro, e esses materiais podem em teoria ser formados no solo ou ser herdados mediante a fragmentação de materiais de petroplintita ou ferricretes.

Corte de material "laterítico" para fabricação de tijolos em Angadipuram, na Índia. Disponível em: https://en.wikipedia.org/wiki/Laterite. Acesso em: 28 jun. 2021.

12. Podzolização

Migração de alumínio e matéria orgânica, com ou sem a presença de ferro, para o horizonte B, resultando em um acúmulo de sílica no horizonte onde houve o processo de eluviação. Esse processo é resultado da reação de acidólise. Ele ocorre pela decomposição incompleta de matéria orgânica, gerando ácidos orgânicos que atacam os minerais na fração fina causando a migração de alumínio, ferro e/ou

matéria orgânica. Forma a classe dos Espodossolos. A podzolização está associada à formação dos solos do domínio da acidólise.

13. Lessivagem

Argiluviação, ou seja, migração física de partículas de argila do horizonte A ou E para o B. Nesse caso, a migração de minerais de argila gera horizonte ou camada de enriquecimento de argila e, em grande parte dos casos, gradiente textural. Quando existe gradiente textural, as classes formadas são as dos Argissolos e Luvissolos. Note que a lessivagem pode atuar sem formação de gradiente textural considerável, como nos casos da geração da cerosidade nos Nitossolos. Vários outros solos também podem ser formados com atuação da lessivagem em maior ou menor grau, como, por exemplo, Plintossolos Argilúvicos e Planossolos.

14. Pedoturbação

Movimentação da massa do solo por ação biológica como a de insetos, minhocas ou raízes, ou por processos físicos como congelamento e degelo, ou expansão e contração das argilas. A classe dos Latossolos possui grande contribuição da ação de cupins de montículo na sua formação, os quais contribuem no processo de agregação e mobilizam material mineral das camadas inferiores para a superfície, e material orgânico da superfície para camadas profundas.

15. Melanização

Escurecimento da massa do solo por adição de matéria orgânica e/ou ácidos orgânicos. Exemplo: horizonte A de Gleissolos Melânicos.

16. Leucinização

Clareamento da massa do solo por perda de constituintes orgânicos e/ou argila. Exemplo: horizonte E álbico em alguns Espodossolos.

17. Rubificação; Braunificação; Ferruginização

Pigmentação da massa do solo por óxidos de ferro gerando cores vermelhas, marrons ou amareladas de acordo com o estado de oxidação e forma de ferro presente.

18. Paludização; Littering

Acúmulo de material orgânico no solo. O primeiro se refere ao acúmulo de depósitos profundos formando solos orgânicos, enquanto o segundo se refere à serrapilheira acumulada na superfície de solos minerais. A paludização forma as camadas do tipo O ou H dos Organossolos.

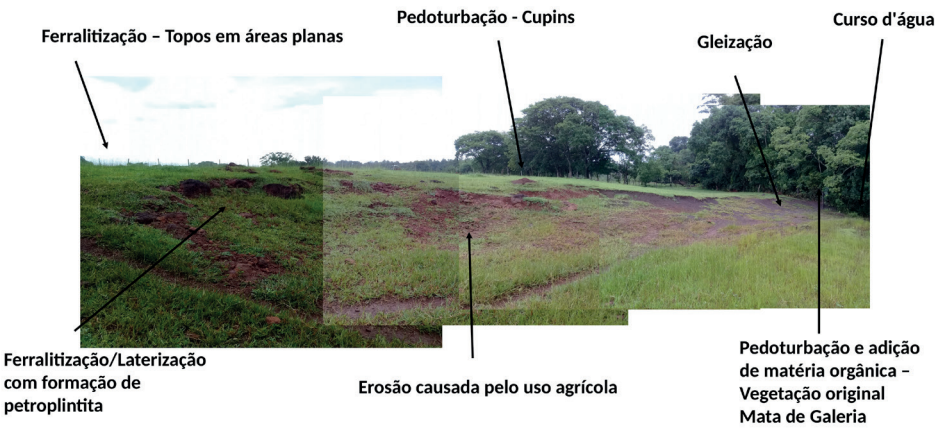
19. Gleização; Hidromorfismo

Redução de ferro e manganês mediada por microrganismos em condições de anaerobiose causada por saturação por água por longos períodos. O hidromorfismo se refere a solos formados em condições de excesso de água, podendo estar ligado a outros processos, enquanto a gleização causa perda de pigmentação do ferro e remoção deste elemento na forma solúvel. Em condições saturadas e de baixa concentração de oxigênio, os microrganismos anaeróbios ou anaeróbios facultativos utilizam o Fe^{3+} e o Mn^{4+} como aceptores de elétrons, causando redução destes compostos para as formas Fe^{2+} e Mn^{2+}. A gleização é o processo atuante na formação dos Gleissolos. São os solos de ambientes onde ocorre a reação de redução, como evidenciado pelas cores acinzentadas e claras da massa do solo (Figura 7.4, à direita).

20. Ferrólise

Em alguns casos, o acúmulo de água acima de horizontes ou camadas de menor permeabilidade gera um lençol freático suspenso sazonal que promove a destruição de minerais de argila e a geração de um gradiente textural. A ferrólise em geral está associada ao hidromorfismo, em que a liberação de Fe gera produção de H_3O^+, o que favorece a destruição dos minerais de argila. Além da lessivagem, a ferrólise é um dos processos que podem gerar a formação de gradiente textural no perfil com acúmulo de argila no B e perda de minerais de argila nas seções A e/ou E com acúmulo de minerais primários resistente ao intemperismo em fração areia e silte.

Figura 7.4: Resultado da atuação de processos de formação de solos (Rio Verde-GO)



Nota: a composição anterior mostra o resultado da atuação de diversos processos de formação de solos em um pequeno elemento da paisagem. Os processos podem ou não ter atuado em conjunto no passado ou estar ainda atuantes no presente, como no caso da pedoturbação por cupins. Note ainda a atuação do relevo na ocorrência dos processos de laterização, ferralitização e gleização.

Quadro 7.1: Processos de formação do solo segundo dois materiais de referências em pedologia

Schaetzl e Anderson (2005)	**Buol *et al*. (2011)**		**Schaetzl e Anderson (2005)**	**Buol *et al*. (2011)**
Gênese do solo; Pedogênese			Latolização	
Desenvolvimento do solo; Formação do solo			Dessilificação; Ferralitização; Alitização; Sialitização	Dessilicação; Ferralitização; Ferratização; Alitização (3, 4)
Evolução do solo			Laterização	
Horizonação; Pedogênese			Silicificação	Ressilicação (4)
Haploidização; Formação do solo			Lessivagem; Argiluviação	Lessivagem (3)

Eluviação	Eluviação (3)		Argilação; Neoformação	
Iluviação	Iluviação (3)		Colapso	
Biociclagem			Pedoturbação	Pedoturbação (3)
Lavagem; Depleção; Lavagem de bases	Lavagem/Lixiviação (2)		Desintegração; Intemperismo físico	
Decarbonação			Arenização	
Recarbonação			Decomposição; Intemperismo químico	Decomposição (4)
Enriquecimento	Enriquecimento (1)		Síntese	Síntese (4)
Erosão superficial; Remoção de solo	Erosão (2)		*Littering**	*Littering** (1)
Aluviação			Humificação; Maturação	Humificação (4)
*Upbuilding**			Paludização	Paludização (4)
Cumulização	Cumulização (1)		*Ripening**	*Ripening** (4)
Gênese não cumulativa			Mineralização	Mineralização (4)
*Loosening**; Dilatação	*Loosening** (4)		Melanização	Melanização (1, 3)
Endurecimento	Endurecimento (4)		Leucinização	Leucinização (3)
Aprofundamento			Braunificação; Brunificação; Rubificação; Ferruginação; Humosialitização	Braunificação; Brunificação; Rubificação (3, 4)
Descalcificação; Acidificação	Descalcificação (3)		Gleização; Hidromorfismo	Gleização (3, 4)
Calcificação; Calcossialitização	Calcificação (3)		Sulfidização	
Sparmicritização			Ferritização	
Lixiviação	Lavagem/Lixiviação (2)		Quelação	
Salinização	Salinização (3)		Queluviação	

Dessalinização; Solonização; Alcalização	Dessalinização (3); Alcalinização (3) (Processos distintos na referência)		Ferrólise; Xerólise	
Dealcalização; Solodização			Cloritização	
Podzolização; Espodzolização	Podzolização (3, 4)		Gipsificação	
Depodzolização				
Andissolização				

Fonte: Schaetzl; Anderson (2005); Buol *et al*. (2011).

Nota: sem tradução literal.

Referências

BANFIELD, J. F.; BARKER, W. W.; WELCH, S. A.; TAUNTON, A. Biological impact on mineral dissolution: application of the lichens model to understanding mineral weathering in the rhizosphere. *Proceedings of the National Academy of Science of the United States of America*, v. 96, n. 7, p. 3404-3411, 1999.

BUOL, S. W.; SOUTHARD, R. J.; GRAHAM, R. C.; MCDANIEL, P. A. *Soil genesis and classification.* Wiley-Blackwell. 2011. 543p.

BURGEON, G.; GUNNELL, Y. La latérite de Buchanan. *Étude et Gestion des Sols*, v. 12, n. 2, p. 87-100, 2005.

DIXON, J. C. Pedogenesis with respect to geomorphology. *In:* SHRODER, J. F. (ed.) *Treatise on geomorphology*. San Diego: Academic Press, 2013. p. 27-43.

JENNY, H. *Factors of soil formation:* a system for quantitative pedology. New York: Dover Earth Science, 1994. 320 p.

LEGGROS, J. P. Latérites et autres sols des régions intertropicales. *Académie des Sciences et Lettres de Montpellier*, n. 4252, bol. 44. Disponível em: https://www.ac-sciences-lettres-montpellier.fr/academie_edition/fichiers_conf/LEGROS-2013.pdf. Acesso em: 25 jun. 2021.

SCHAETZL, R.; ANDERSON, S. *Soil genesis and geomorphology*. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 817 p.

STRAKHOV, N. M. *Principles of lithogenesis*. New York: Springer, 1967. 1453 p.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J. 2009. Da rocha ao solo: intemperismo e pedogênese. *In*: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M; TAIOLI, F. (org.). *Decifrando a Terra.* São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009. p. 210-239.

Perfil do solo

8

Já sabemos que a formação do solo é determinada pela interação de uma rede de fatores de formação do solo (ClORPt), resultando na atuação diferencial de reações geoquímicas e determinando os processos atuantes em maior intensidade na formação de um determinado solo. A atuação dos diferentes processos de formação do solo gera uma "impressão digital" no perfil do solo com características[12] expressas em formas que podem ser determinadas e estudadas no campo utilizando os sentidos, como, por exemplo, cor, textura, estrutura, resistência mecânica, separação entre diferentes seções, consistência, além de diversas outras propriedades físicas, químicas e mineralógicas determinadas em laboratório.

A atuação dos processos pedogenéticos é então responsável pelo que se entende por *horizonação*, ou seja, a diferenciação do material de origem em diferentes seções mais ou menos discretas no perfil do solo. Mas o que se entende por perfil do solo? O perfil do solo é a unidade bidimensional utilizada para a descrição morfológica e classificação de um determinado solo. Em termos práticos, o perfil nada mais é do que um corte de estrada ou uma trincheira escavada de modo que uma de suas faces seja exposta para o trabalho de descrição. Em condições ideais, o perfil deve

[12] Aqui e no restante do livro, não se utilizará a distinção entre "atributo", "característica" e "propriedade" adotada por setores da ciência do solo no Brasil. Entende-se que tais definições são desnecessariamente convolutas e não trazem qualquer benefício de clareza para o pesquisador ou para o estudante.

expor todas as seções do solo até o contato com o material de origem. Como isso é pouco prático em solos mais profundos, como nos dos topos das chapadas em condições tropicais sobre rochas menos resistentes ao intemperismo, por praticidade a descrição é feita de modo que o horizonte diagnóstico seja exposto, o que em geral é alcançado em um perfil de 1,5 m a 2,0 m de profundidade.

Até agora, temos falado em seções do solo observadas no perfil. Estas seções horizontais são definidas na maioria dos sistemas de classificação como horizontes ou camadas. Para alguns autores, os horizontes são seções mais ou menos paralelas à superfície que apresentam relação genética com o material de origem subjacente. Em outras palavras, os horizontes são formados pelo intemperismo atuando diretamente sobre a rocha-mãe, sem adição significativa de materiais de outras fontes. Um exemplo disso seria um perfil de solo desenvolvido em basalto em uma região plana, sem adição direta de material de outras fontes, e com pequena contribuição de materiais eólicos e entrada de material orgânico. Já a camada não tem relação genética direta com o material subjacente. Um exemplo de camada seria aquela formada por materiais predominantemente orgânicos depositados sobre a superfície do solo, e após sofrerem transformações de grau que permitam certa estabilidade. Outro exemplo seria aquele de materiais depositados sobre a superfície em zonas de cheias periódicas nas margens de rios e lagos, e que sofrem pedogênese posterior, materiais estes chamados de aluvionares. Depósitos de fragmentos no sopé de morros ou montanhas também podem sofrer intemperismo gerando camadas, mas nesse caso são chamados de coluvionares. Uma seção formada pela pedogênese de cinzas vulcânicas depositadas depois de uma erupção vulcânica acima de uma rocha qualquer, ou mesmo sobre um perfil de solo já formado, caracterizaria uma camada. Outros autores diferenciam horizontes e camadas não apenas pela relação genética com o material de origem, mas também com o grau de pedogênese sofrido. Dessa forma, o que definiremos como seção C é uma camada, porque constitui um material pouco intemperizado. Ambas as definições são, em algumas situações, contraditórias entre si e com as definições dos sufixos e prefixos em alguns casos.

8.1 Regolito, saprolito, solum, pedon e polipedon

Podemos agora redefinir o perfil do solo como uma sequência de horizontes e/ou camadas expostas na forma de uma seção bidimensional, onde são feitos os trabalhos de descrição morfológica e coleta de amostras para análises laboratoriais. O solum nada mais é do que o conjunto de horizontes ou camadas mais superficiais no perfil do solo, onde os processos pedogenéticos atuaram de forma mais acentuada. Alguns materiais didáticos se referem ao solum como os horizontes ou camadas A + B, mas na prática outros tipos de horizontes podem estar inclusos no solum (horizonte ou camada E).

O saprolito é a zona de transição entre o solo, ou solum, propriamente dito e a rocha ou depósito subjacente (Figura 8.1). O saprolito tende a manter as texturas e estruturas petrológicas originais, mas não é um material consolidado, visto que parte dos materiais cimentantes ou minerais responsáveis pela resistência da rocha ao intemperismo já começaram a ser afetados pelo intemperismo químico.[13] Na prática, o saprolito é o material levemente intemperizado que pode ser escavado ou cortado com a pá ou com martelo pedológico. Na realidade, esta distinção não é tão simples porque certas rochas como alguns quartzitos e granitos podem produzir saprolitos extremamente resistentes, enquanto algumas rochas sedimentares como argilitos e siltitos podem ser cortáveis com a pá mesmo não tendo sofrido intemperismo. De modo geral, regolito é o material solto e não consolidado cobrindo a superfície da Terra. No Brasil, o regolito é definido como a combinação solo mais saprolito. Nas geociências fora do Brasil é comum se referir ao solo como resíduo, o que corresponde ao regolito residual, porém em ciência do solo no Brasil o termo *resíduo* não é utilizado e pode ainda ser interpretado como um termo pejorativo por cientistas da área. Pedon nada mais é do que uma expansão tridimensional do conceito de perfil do solo. Enquanto o perfil é uma unidade determinada no espaço

[13] Note que já abordamos esta discussão nos capítulos iniciais, mas é necessário retornar a ela no contexto da definição de perfil do solo para fins de classificação.

bidimensional (área), o pedon ocupa um volume no espaço. O perfil é um conceito idealizado, uma vez que o solo existe no espaço. Entretanto, mesmo o conceito de pedon é arbitrário, uma vez que os limites até onde uma classe de solo existe são invenções do homem, e quase todas as transições na natureza são, na verdade, um contínuo, sendo virtualmente impossível determiná-las. Um caso extremo em que se poderia argumentar contra esta ideia seria em contatos de materiais de origens diferentes, em que a transição entre classes de solo pode ser interpretada como brusca. Polipedon é um conjunto de pedons, ou seja, é a distribuição de solos na paisagem.

Figura 8.1: Perfil de solo na região de Marabá-PA

Nota: as seções superiores de coloração alaranjada ilustram o solum, enquanto a zona de coloração mais clara abaixo é o saprolito.

Para facilitar a representação e comunicação entre cientistas, técnicos e estudantes, foram criados sistemas de prefixos e sufixos hoje utilizados nos manuais de classificação acessórios a diferentes sistemas taxonômicos, incluindo aqui o Sistema Brasileiro de Classificação de Solo (SiBCS), o sistema da Organização das

Nações Unidas para Alimentação e Agricultura (FAO-WRB) e o sistema americano (*Soil Taxonomy*). As designações entre esses três sistemas eram até recentemente similares, com algumas exceções nos prefixos e sufixos. Serão reportadas aqui as designações utilizadas no Brasil (SANTOS *et al*., 2015), enquanto o leitor interessado pode consultar o manual americano (SOIL SCIENCE DIVISION STAFF, 2017) e o da FAO (2006) nas referências. Destaca-se aqui que na versão mais recente do manual americano são utilizados os prefixos O, L, A, E, B, C, R e M, enquanto no sistema FAO são utilizados os prefixos H, O, A, E, B, C, R, I, L e W. O sistema em vigência no Brasil é aquele adaptado de versões mais antigas do sistema americano, com os sufixos O, H, A, E, B, C, F, R, em que as únicas duas diferenças em relação ao manual americano anterior a 2017 são os horizontes ou camadas H e F.

8.2 Horizontes principais – os prefixos

A descrição dos prefixos transcrita do Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (SANTOS *et al*., 2015) é listada a seguir. Comentários relevantes e explicações julgadas necessárias são feitos na sequência das transcrições.

> O: Horizonte ou camada superficial de cobertura, de constituição orgânica, sobreposto a alguns solos minerais ou à rocha, podendo estar ocasionalmente saturado por água por curto período de tempo. Consiste também em horizonte superficial onde predominam características relacionadas ao elevado teor de matéria orgânica, resultante da acumulação de resíduos vegetais, em graus variáveis de decomposição, condicionado pelo clima úmido, frio e a vegetação altomontana. Em ambos os casos, é formado em condições de drenagem sem restrições, que possam resultar em estagnação de água (SANTOS *et al*., 2015, p. 44).

Ocorre em solos onde não existe estagnação de água por longos períodos. É comum ainda em regiões mais frias do globo ou em regiões mais elevadas, mesmo nos trópicos, onde a temperatura média anual é significativamente mais baixa. Nesses casos, a temperatura é o principal limitante à decomposição da matéria orgânica.

> H: Horizonte ou camada de constituição orgânica, superficial ou não, composto de resíduos acumulados ou em acumulação em condições de prolongada estagnação por água, salvo se artificialmente drenado. Consiste em camadas ou horizontes de material orgânico, em vários estádios de decomposição, podendo incluir material pouco ou não decomposto, correspondendo à manta morta acrescida à superfície, material fibroso (*peat*) localizado mais profundamente ou material mais bem decomposto, superficial ou não. Cabe observar que esse material orgânico é acumulado, em todos os casos, em condições palustres e é relacionado a Organossolos e outros solos em ambiente hidromórfico (SANTOS *et al*., 2015, p. 44).

São típicos de solos de regiões alagadas como várzeas, veredas, pântanos e margens de rios e lagos. Em muitos casos, a distinção entre o material e outros materiais permanentemente alagados, como depósitos de sedimentos, pode ser tênue. Nesses casos, a decomposição da matéria orgânica é limitada pelo excesso de água.

Os horizontes ou camadas O e H são compostos por uma fração significativa de material orgânico, sendo assim chamados muitas vezes de horizontes ou camadas orgânicos, mesmo que a fração inorgânica seja maior. Materiais considerados orgânicos possuem um conteúdo de carbono orgânico maior ou igual a 80 gramas de carbono orgânico por quilograma de solo (80 g kg^{-1}), o que se traduz em um conteúdo de matéria orgânica maior que aproximadamente 13,8% ou 138 gramas de matéria orgânica por quilograma de solo (138 g kg^{-1}). Os sufixos abaixo são

aplicáveis a solos minerais ou solos com conteúdo de matéria orgânica abaixo desses valores.

> A: Horizonte mineral, superficial ou em sequência a horizonte ou camada O ou H, diferenciando-se do horizonte ou camada subsequente pela maior concentração de matéria orgânica ou pela perda ou translocação de componentes minerais. A matéria orgânica está intimamente associada aos constituintes minerais e é incorporada ao solo principalmente pela atividade biológica. As suas características de cor, estrutura, entre outras, são tipicamente influenciadas pela matéria orgânica (SANTOS *et al*., 2015, p. 44).

É o típico horizonte ou camada de superfície da grande maioria dos solos. Possui entrada de matéria orgânica e quase sempre cores mais escuras que os horizontes abaixo. É ainda influenciado muito mais diretamente pela biota, incluindo raízes, insetos e microrganismos. O fato de estar em contato mais próximo com o ambiente externo pode ainda favorecer a perda e translocação de alguns constituintes, como alguns tipos de minerais primários e secundários presentes em maior quantidade nos horizontes ou camadas abaixo.

> E: Horizonte mineral, cuja característica principal é a translocação de argila, ferro, alumínio ou matéria orgânica, com resultante concentração residual das frações areia e silte ou de minerais resistentes ao intemperismo. Encontra-se geralmente sob um horizonte A do qual normalmente se distingue pelo menor teor de matéria orgânica e pela cor mais clara. Usualmente, também tem coloração mais clara do que a de um horizonte B imediatamente abaixo. Em alguns casos, também possui textura mais arenosa que ambos os horizontes adjacentes (E álbico) (SANTOS *et al*., 2015, p. 44).

É caracterizado pela intensa perda de componentes mais finos por eluviação ou destruição, principalmente minerais de argila e matéria orgânica. Como resultado, tem cores mais claras e textura mais arenosa que os materiais sobrejacentes e subjacentes.

> B: Horizonte mineral formado sob um E, A ou O, onde ocorre a maior expressão dos processos pedogenéticos, incluindo cimentação pedogênica por carbonatos, sílica, alumínio etc. O horizonte B pode se encontrar atualmente à superfície, em consequência da remoção de E, A ou O por erosão ou outro fator. Camadas com expressiva gleização, mas sem apresentar outras propriedades indicativas de pedogênese não são incluídas como horizonte B (SANTOS *et al*., 2015, p. 45).

É onde a expressão da pedogênese é máxima, seja por acúmulo de minerais secundários, seja pela expressão de características como cor, estrutura dos agregados compostos de partículas individuais ou outras propriedades químicas, físicas e mineralógicas. Esses horizontes tendem a ser bem desenvolvidos em termos de estrutura e a possuir cores mais brilhantes e vivas que os horizontes ou camadas acima ou abaixo. Devido a isso, o horizonte B é utilizado para a definição da maioria das classes gerais de solos nos sistemas taxonômicos. Em outras palavras, o primeiro nome dos solos é definido pela ocorrência ou não de tipos específicos de horizontes B.

> C: São identificados como horizontes, quando pouco afetados por processos pedogenéticos, mas com expressiva gleização, ou camadas de sedimentos, saprolito, material de rocha não consolidado e outros materiais de rocha não cimentados ou moderadamente cimentados,

> onde a resistência a escavação é baixa ou moderada e podem ser cortados com uma pá (SANTOS *et al*., 2015, p. 45).

É uma seção do perfil que em geral se situa acima do material de origem e abaixo dos horizontes mais próximos à superfície, A e B, tendo assim sofrido uma atuação muito menos pronunciada do intemperismo químico e da pedogênese. Devido a isso, ele guarda resquícios do material de origem como textura, mineralogia e, em alguns casos, até mesmo lineações e acamamento da rocha originária. A principal diferença desta seção para a rocha abaixo é, em quase todos os casos, o fato de ser um material pouco ou nada consolidado.

> F: Horizonte ou camada de material mineral consolidado contínuo ou praticamente contínuo (com fendas que geralmente são poucas ou pequenas para permitir o livre desenvolvimento do sistema radicular), sob A, E, B ou C. É proveniente do endurecimento irreversível da plintita (petroplintita), ou é originado por translocação lateral de ferro e, ou, alumínio e precipitação formando bancadas cimentadas (*ironstone*). Em qualquer caso, exclui acumulação iluvial de complexos organometálicos e sua cimentação (*ortstein*) (SANTOS *et al*., 2015, p. 45).

É uma camada contínua e extremamente consolidada podendo muitas vezes ser confundida com afloramento de rocha por cientistas do solo em início de carreira. A camada contínua é formada por processos secundários em que existe endurecimento irreversível de materiais contendo ferro devido à exposição a vários ciclos de umedecimento e secagem. Pode aparecer em qualquer local do perfil, inclusive na superfície. É característica de materiais comuns nos solos tropicais e chamados na literatura antiga de lateritas. A seção F pode corresponder à plintita endurecida irreversivelmente, ou à petroplintita formada pelos processos de ferralitização e/

ou laterização associados à consolidação, ou em alguns casos por outros processos geológicos.

> R: Camada mineral de material consolidado, que não pode ser cortado com uma pá mesmo quando úmido, e constituindo substrato rochoso contínuo ou praticamente contínuo (SANTOS *et al*., 2015, p. 45).

É a rocha propriamente dita e não intemperizada, muitas vezes referida na literatura como "rocha sã" ou "rocha mãe". O material é em geral consolidado e apresenta graus variados de resistência mecânica dependendo do tipo de rocha.

8.3 Horizontes subordinados – os sufixos

Os sufixos devem vir associados aos prefixos. Apesar de alguns prefixos poderem ser apresentados sozinhos, como, por exemplo, A, F e C, outros devem estar, preferencialmente, associados a um sufixo, como é o caso de B. Os sufixos são muito mais numerosos e indicam características específicas sobre a composição e processos de formação de um horizonte ou camada de um solo e, assim, a classe de um solo pode muitas vezes ser inferida apenas por uma sequência de prefixos e sufixos a eles associados.

> a: Propriedades ândicas – É usado com A, B e C para designar constituição dominada por material com baixo grau de cristalização (amorfo), de natureza mineral, oriundo de transformações de materiais de origem vulcanoclástica (SANTOS *et al*., 2015, p. 46).

São materiais formados na pedogênese sobre materiais de origem vulcânica, com presença de minerais com baixo grau de cristalinidade como alofana e imogolita. São materiais relativamente raros, encontrados em certas regiões de ilhas vulcânicas como no Japão e nos Andes, como o nome indica.

> b: Horizonte enterrado[14] – É empregado com O, A, E, B e F para designar horizontes soterrados, se suas características pedogenéticas principais puderem ser identificadas como tendo sido desenvolvidas antes de o horizonte ser enterrado. Este símbolo não é usado em solos com horizonte H ou para separar um horizonte orgânico de um mineral (Exemplo: Hd – Cg – Ho), nem quando identificado o horizonte sômbrico (SANTOS *et al*., 2015, p. 46).

Nesse caso, o horizonte já desenvolvido foi enterrado, ou coberto por material que posteriormente pode ter formado outros horizontes acima dele. Horizontes enterrados podem ser encontrados, por exemplo, em solos aluvionares ou coluvionares onde horizontes formados podem ser cobertos por novas entradas de matéria advinda de regiões superiores ou com os fluxos hídricos.

> c: Concreções ou nódulos endurecidos – É utilizado com A, E, B e C para designar acumulação significativa de concreções ou nódulos não concrecionários (solidificação variável), cimentados por material outro que não seja sílica. Não é usado se as concreções ou os nódulos forem de dolomita ou calcita ou sais mais solúveis (vide k, y, z). É aplicado para nódulos ou concreções de ferro, alumínio, manganês e titânio e quando especificamente provenham da consolidação da plintita (petroplintita) (SANTOS *et al*., 2015, p. 47).

Nos solos dos trópicos, as concreções mais comuns são os nódulos de ferro, com coloração vermelha ou vermelho-amarelada. No Brasil central, essas concreções são popularmente conhecidas como cascalhos e compõem os horizontes "cascalhentos" dos Plintossolos e Latossolos concrecionários, comumente Cc.

[14] Do inglês b – *buried*, enterrado.

> d: Acentuada decomposição do material orgânico – É usado com O e H para designar muito intensa ou avançada decomposição do material orgânico, onde pouco ou nada resta de reconhecível da estrutura dos tecidos vegetais, acumulados conforme descrito nos horizontes O e H (SANTOS *et al*., 2015, p. 47).

Trata-se de material orgânico já bem decomposto e transformado para formas mais estáveis e de granulação mais fina sem restos vegetais aparentes.

> e: Escurecimento da parte externa dos agregados por matéria orgânica não associada e sesquióxidos – É empregado com B e partes inferiores de horizontes A espessos para designar horizontes mais escuros que os contíguos, podendo ou não possuir teores mais elevados de matéria orgânica, não associada com sesquióxidos, do que o horizonte sobrejacente. Em qualquer caso, essas feições não são resultantes da iluviação de: óxidos de Al e Fe com matéria orgânica (h ou s), sódio (parte de n), argila (parte de t), ou enterramento (b) (SANTOS *et al*., 2015, p. 47).

São horizontes minerais com escurecimento por matéria orgânica, mas sem quantidade suficiente para que o horizonte seja considerado orgânico, conforme os critérios composicionais discutidos anteriormente.

> f: Material plíntico e, ou, bauxítico brando – É utilizado com A, B e C para designar concentração localizada (segregação) de constituintes secundários minerais ricos em ferro e, ou, alumínio, em qualquer caso pobre em matéria orgânica e em mistura com argila e quartzo. Ocorre comumente sob a forma de mosqueado de vermelho, vermelho-amarelado e vermelho-escuro, com padrões usualmente

> laminares arredondados, poligonais ou reticulados, de consistência firme a muito firme quando úmida, dura a muito dura quando seca e áspera ao tato quando friccionado (SANTOS *et al*., 2015, p. 47).

Materiais com essa designação são frequentemente de coloração chamada mosqueada ou variegada, similar a um padrão reticulado de cinza, vermelho, amarelo e bege. A presença de plintita está associada à mobilização e concentração de ferro em zonas oxidadas (vermelho e amarelo) e reduzidas (cinza e bege).

> g: Glei – É usado com A, E, B e C para designar desenvolvimento de cores cinzentas, azuladas, esverdeadas ou mosqueamento bem expresso dessas cores, decorrentes da mobilização do Fe e, ou, Mn, com ou sem segregação (SANTOS *et al*., 2015, p. 48).

Nesse caso, indica seção com redução propriamente dita e tonalidades cinza ou em outras cores claras resultantes da perda de cor pela redução de ferro e pela mobilização deste no perfil. É resultado do processo de gleização.

> h: Acumulação iluvial de matéria orgânica – É utilizado exclusivamente com B para indicar acumulação iluvial predominante de matéria orgânica humificada combinada com alumínio e apresentando pouca ou nenhuma evidência de ferro iluvial. Dominam os horizontes identificados como Bh com cores escuras, com valor < 4 e croma < 3 (SANTOS *et al*., 2015, p. 48).

É um dos designadores dos chamados horizontes espódicos, um tipo de B que define os Espodossolos. São solos do domínio da acidólise, que pode ter horizontes no perfil com acúmulo de matéria orgânica iluvial e compostos de ferro e alumínio amorfo. O h é pertinente no caso de solos com acúmulo de matéria orgânica iluvial.

> i: Incipiente desenvolvimento do horizonte B – É empregado exclusivamente com B para designar transformações pedogenéticas expressas por: a) decomposição fraca ou pouco adiantada do material originário e dos próprios constituintes minerais, originais e secundários, associada à formação de argilas, ou desenvolvimento de cor, ou de estrutura, em acréscimo a maior, menor ou total obliteração de estrutura original da rocha preexistente; b) alteração química intensa dos constituintes minerais, originais e secundários, associado à formação de argila, ou desenvolvimento de cor, ou de estrutura, com obliteração apenas parcial da estrutura original da rocha preexistente; e c) desenvolvimento de cor com matiz intensa (mais vermelho ou amarelo) em materiais areno-quartzosos edafizados[15] quando subjacente a horizonte A ou E (SANTOS *et al*., 2015, p. 48).

São horizontes B pouco desenvolvidos, em geral com acúmulo de minerais primários e argilominerais indicativos de pouco desenvolvimento pedogenético.

> j: Tiomorfismo – É usado com H, A, B e C para designar material palustre, permanentemente ou periodicamente alagado, de natureza mineral ou orgânica, rico em sulfetos (material sulfídrico) (SANTOS *et al*., 2015, p. 49).

Há presença de enxofre. Quando drenados, solos com estes tipos de horizontes ou camadas podem se tornar extremamente ácidos.

> k: Presença de carbonatos – É utilizado com A, B e C para designar presença de carbonatos alcalino-terrosos, remanescentes do material

[15] Pedogenizados.

> originário, comumente carbonato de cálcio (SANTOS *et al*., 2015, p. 49).

Carbonatos primários derivados do material de origem como no caso de solos formados sobre calcários e dolomitos.

> $\overline{k}$: Acumulação de carbonato de cálcio secundário – [...] usado com A, B e C para designar horizonte de enriquecimento com carbonato de cálcio secundário, contendo, simultaneamente, 150 g kg^{-1} ou mais de carbonato de cálcio equivalente sob qualquer forma de segregação, inclusive nódulos, e, ou, concreções, e no mínimo 50 g kg^{-1} a mais que o horizonte ou camada subjacente, ou que o horizonte C, ou que o material de origem (SANTOS *et al*., 2015, p. 49).

Presença de carbonatos secundários, ou seja, precipitados ou reprecipitados no ambiente do solo.

> m: Extremamente cimentado – É usado com B e C para designar cimentação pedogenética extraordinária e irreversível (mesmo sob prolongada imersão em água), contínua ou quase contínua, em mais de 90% do material observado, embora possa apresentar fendas ou cavidades. As raízes penetram somente através das fendas. A natureza do constituinte acumulado, que é o próprio agente cimentante, deve ser especificada pela designação da letra-símbolo conotativa adequada, anteposta à notação m. Ex. $\overline{km}$, qm, sm (SANTOS *et al*., 2015, p. 49).

É um material de cimentação que não se desfaz com tratamentos simples. A cimentação em solos é relativamente rara, podendo ocorrer nos solos cimentados

por sílica, no qm, e na cimentação relacionada ao acúmulo de materiais de ferro e alumínio e/ou matéria orgânica nos Espodossolos, como Bhsm do horizonte plácico ou *ortstein*.

> n: Acumulação de sódio trocável – É empregado com H, A, B e C para designar acumulação de sódio trocável. A percentagem de saturação por sódio (100 Na^+/T) é superior a 6% (SANTOS *et al*., 2015, p. 49).

Há saturação do complexo de troca por sódio trocável (Na^+). O símbolo T indica a capacidade de troca de cátions do solo, ou seja, a quantidade de sítios disponíveis para troca. Para se enquadrar como tal, um horizonte ou camada deve ter saturação por sódio maior que 6%.

> o: Material orgânico mal ou não decomposto – É utilizado com H ou O para designar incipiente ou nula decomposição do material orgânico, no qual ainda resta muito de reconhecível do tecido vegetal. Ex.: horizonte designado como Oo (antigo Aoo) de determinados solos em ambiente altomontano (SANTOS *et al*., 2015, p. 49).

É um material orgânico pouco decomposto. Pode apresentar restos de folhas e galhos, por exemplo.

> p: Aração ou outras pedoturbações – É usado com H, O ou A para indicar modificações da camada superficial pelo cultivo, pastoreio ou pelas pedoturbações de origem antrópica. Um horizonte mineral, presente na superfície, modificado por pedoturbações, mesmo que perceptível sua condição anterior de E, B ou C, passa a ser reco-

> nhecido como Ap. Quando orgânico, é designado como Hp ou Op (SANTOS *et al*., 2015, p. 50).

Na grande maioria dos casos, é utilizado para designar alterações antrópicas como aquelas causadas pelo uso agrícola e pecuário. Pode ser utilizado para indicar outras modificações antrópicas que não agropecuárias.

> q: Acumulação de sílica – É empregado com B ou C para designar acumulação de sílica secundária (opala e outras formas de sílica). Quando há cimentação, contínua ou quase contínua, com sílica usa-se o símbolo qm (SANTOS *et al*., 2015, p. 50).

Há acúmulo de sílica secundária, ou seja, formada no ambiente de pedogênese.

> r: Rocha branda ou saprolito – É utilizado com C para designar camada de rocha, intensamente ou pouco alterada, desde que branda ou semibranda, em qualquer caso permanecendo bastante preservadas as características morfológicas macroscópicas inerentes à rocha original. O material pode ser cortado com uma pá. O subscrito r é de uso privativo de horizonte ou camada C (SANTOS *et al*., 2015, p. 50).

É o típico saprolito, região de transição entre o solo e a rocha da qual o solo se formou. O saprolito, nesse caso, deve manter certas características da rocha original como, por exemplo, lineações, acamamentos e similaridades na mineralogia.

> s: Acumulação iluvial de óxidos de Al e Fe – É utilizado exclusivamente com B para indicar acumulação iluvial de complexos organo-oxídicos dispersíveis, em que os óxidos de Fe e, ou, Al são

> dominantes ou codominantes, exceto por padrões descontínuos na transição entre os horizontes A ou E para o B. É usualmente identificado pelas cores vivas com valor 4 ou 5 (no máximo 6), e croma variando de 4 a 8 (SANTOS *et al*., 2015, p. 50).

É o segundo designador dos chamados horizontes espódicos, o B que define os Espodossolos. São solos do domínio da acidólise, que podem ter horizontes no perfil com acúmulo de matéria orgânica iluvial e compostos de ferro e alumínio amorfos ou mal cristalizados. O sufixo "s" é pertinente no caso de solos com acúmulo de complexos de ferro e alumínio, mas não necessariamente hematita, goethita e gibbsita. Em geral, nos solos espódicos podem ser encontrados horizontes do tipo Bhs com acúmulo de matéria orgânica iluvial e compostos de ferro e alumínio, sem ou com cimentação (Bhsm)

> t: Acumulação de argila – É empregado exclusivamente com B para designar relevante acumulação ou concentração de argila (fração granulométrica < 0,002 mm), que tanto pode ser translocada por iluviação como ter sido formada no próprio horizonte, ou por concentração relativa, devido à destruição por intemperização ou remoção de argila do horizonte A e, ou, E. Também utilizado para indicar a presença da feição cerosidade quando em expressão superior a fraca e pouca (SANTOS *et al*., 2015, p. 50).

Há acúmulo de argila iluvial, ou seja, que veio de outro horizonte, em geral o superior, ou que se formou no horizonte em questão. Gera horizontes de acúmulo, em geral com maior densidade e menor porosidade que os superiores e inferiores. Em geral, a ocorrência do sufixo está associada ao processo de lessivagem, e, em alguns casos, ao de ferrólise.

> u: É utilizado com A, O e H para designar horizonte formado ou modificado pelo uso prolongado do solo como lugar de residência ou como lugar de cultivo por períodos relativamente longos, com adição de material orgânico, em mistura ou não com material mineral, contendo fragmentos de cerâmica e, ou, artefatos líticos, e, ou, restos de ossos e, ou, conchas, em mistura ou não com material original (SANTOS *et al*., 2015, p. 50-51).

É formado por uso contínuo por várias gerações para agricultura ou habitação. Gera horizontes superficiais escuros e com acúmulo de matéria orgânica e nutrientes como o fósforo. Um exemplo clássico são as "Terras Pretas" da Amazônia desenvolvidas após o uso contínuo do solo por várias gerações desde civilizações anteriores à chegada dos portugueses.

> v: Características vérticas – É usado com B e, ou, C para designar material mineral expressivamente influenciado por propriedades e comportamento mecânico dos constituintes argilosos, onde o horizonte ou camada apresenta mudanças em volume e na movimentação do material, em resposta às variações no teor de umidade. As características de alta expansibilidade e contratilidade são evidenciadas por: deslocamento do material, resultando na formação de superfícies de fricção (*slickensides*), segundo planos interceptantes; ou associadas à formação de agregados arestados, de forma variavelmente prismática-oblíqua, cuneiforme e paralelepipedal. Apresentando fendilhamento vertical, com fendas de pelo menos 1 cm de largura, e rachaduras na superfície do solo em algum período seco do ano, e, em alguns casos, a expansão do solo resulta em microrelevo chamado *gilgai* (SANTOS *et al*., 2015, p. 51).

É típico de solos com mineralogia esmectítica, principalmente no caso da montmorillonita. As características vérticas são reflexo da capacidade de expansão e contração desses argilominerais de grade 2:1.

> w: Intensa alteração, com ou sem concentração de sesquióxidos – É empregado exclusivamente com B para designar formação de material mineral em estádio avançado de intemperização, expresso pela alteração completa ou quase completa dos constituintes que lhe deram origem e dos constituintes secundários do próprio material do horizonte, resultando concomitantemente em: espessura maior que 50 cm; formação de argila de baixa atividade (capacidade de troca de cátions menor que 17 $cmol_c\ kg^{-1}$ de argila, sem correção para carbono), com predomínio de caulinita e, ou, óxidos de ferro e alumínio; desenvolvimento de cores vivas (brunadas, amareladas, alaranjadas e avermelhadas); desenvolvimento de estrutura granular e em blocos fraca ou, quando muito, moderadamente desenvolvida; total ou quase total obliteração de estrutura original da rocha; e com ou sem concentração residual de óxidos de ferro e alumínio – em qualquer caso, de inexpressiva ou nula acumulação iluvial de matéria orgânica e, ou, de argila (SANTOS *et al*., 2015, p. 51).

Define o horizonte diagnóstico típico dos solos dos trópicos formados por intensa ferralitização e perda de sílica e bases. São solos quase sempre com alto conteúdo de argilas oxídicas, com cores fortes, baixa capacidade de troca de cátions e alto potencial de fixação de fósforo.

> x: Cimentação aparente, reversível – É usado com B, C e, ocasionalmente, E para designar seção subsuperficial, que apresenta consistência, quando seca, dura e extremante dura e aparentemente

> cimentada, constituída predominantemente por quartzo e argilas silicatadas (SANTOS *et al*., 2015, p. 51).

Apesar de parecer cimentado, o material perde a resistência mecânica quando molhado. Os horizontes chamados fragipãs que aparecem em algumas classes de solos no Brasil estão associados a este tipo de cimentação reversível.

> y: Acumulação de sulfato de cálcio – É utilizado com B e C para indicar acumulação de sulfato de cálcio (SANTOS *et al*., 2015, p. 52).

Há acumulação de $CaSO_4$.

> z: Acumulação de sais minerais mais solúveis em água fria que sulfato de cálcio – É usado com H, A, B e C para indicar acumulação de sais mais solúveis em água fria que o sulfato de cálcio (SANTOS *et al*., 2015, p. 52).

Há acumulação de outros tipos de sais mais solúveis que o $CaSO_4$.

8.4 Utilização dos símbolos

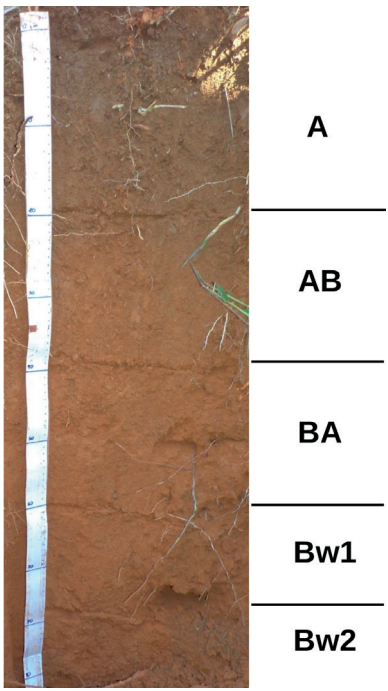
A utilização dos símbolos não é de forma alguma aleatória. Ela segue a lógica dos processos de formação de solos, os quais tendem a deixar sequências específicas de acordo com sua intensidade de atuação. O perfil modal visto na maioria dos livros didáticos é representado pela sequência

> A
>
> B
>
> C
>
> R

A inversão dessa sequência só ocorreria em circunstâncias pedológicas ou geológicas atípicas. Apesar de aprendermos a sequência didática A, B, C, R, a intercalação de outros tipos de horizontes nessa sequência e a utilização de diferentes sufixos sozinhos (além do prefixo) ou em conjunto é regra na descrição de perfis de solos. Um pedólogo treinado pode gerar uma quantidade muito grande de informações sobre a gênese e constituição de um solo olhando apenas para uma sequência de letras. Algumas sequências usuais e as reações e processos de formação correspondentes são apresentadas no Quadro 8.1.

A sequência didática raramente é encontrada na natureza, uma vez que é comum a ocorrência de horizontes ou camadas intermediários e subdivisões dentro de um mesmo horizonte (Figura 8.2).

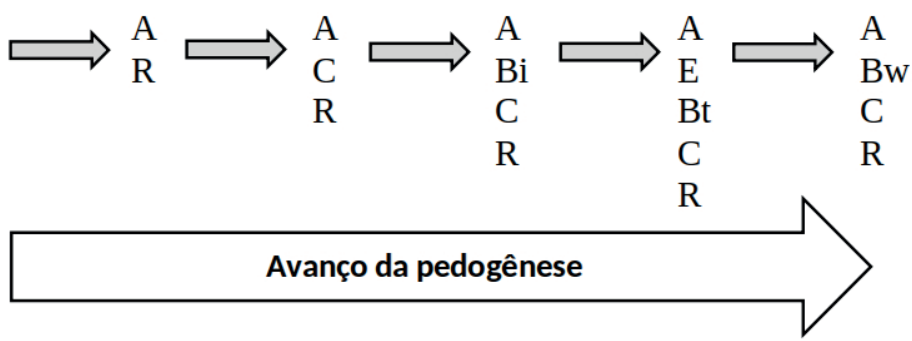
Figura 8.2: Perfil de solo e representação simbólica dos horizontes



Os números dentro de um mesmo horizonte, por exemplo Bw1 e Bw2, indicam diferenças entre as seções, mas não suficientes para enquadrar em outros prefixos e sufixos, ou seja, indicam subdivisões dentro de um mesmo horizonte. A junção de dois prefixos, por exemplo AB e BA, indica um horizonte ou camada intermediário, com características dos dois horizontes, análogo a uma mistura mais ou menos homogênea dos dois materiais. No primeiro caso, AB, predominam as características do horizonte A e, no segundo, BA do horizonte B. Outras representações comuns são o horizonte mesclado, onde são claramente diferenciáveis porções distintas de um horizonte dentro do outro, representado pela barra (/), como, por exemplo, em A/B, B/C, A/E etc., e a descontinuidade litológica, representada por um número antes do sufixo, como, por exemplo, na sequência A, B, 2C1, 2C2, indicando que as camadas C são de um outro tipo de material de origem daquele que formou os horizontes A e B. Uma outra representação mais rara seria quando o solo possui uma sequência de horizontes que se repete no perfil, sendo indicada pelas aspas simples (exemplo: A, Bt, C, A', B't, C', R).

A formação teórica de um solo desde a exposição da rocha, um tempo zero teórico, até o grau máximo de intemperismo pode ser representada pela figura 8.3.

Figura 8.3: Evolução hipotética de um perfil do solo em condições ideais



Note que apesar de o último perfil possuir menos subdivisões que os anteriores, isso nada diz com relação à espessura dos horizontes, que tende a ser maior nesses solos onde o retrabalhamento pelos organismos e a intensa lavagem de sílica e bases podem incorporar o horizonte E aos demais. Os perfis altamente intemperizados, apesar de se subdividirem em menos prefixos, tendem a ser muito profundos, indicando grande avanço da pedogênese. Perceba ainda que o horizonte B aparece após algum grau de evolução dos processos pedogenéticos, e por isso é utilizado como horizonte diagnóstico para a maioria das classes gerais de solos nos sistemas taxonômicos. Encontra-se na literatura com alguma frequência a distinção *horizonte pedogenético* ou *pedogênico* e *horizonte diagnóstico*. De modo simplificado, o horizonte pedogenético mostra a atuação dos processos pedogenéticos que o distinguem dos horizontes e/ou camadas acima e abaixo dele, podendo haver atuação de diferentes conjuntos de processos em diferentes seções. O horizonte diagnóstico é um artifício utilizado para o enquadramento do solo em um determinado sistema taxonômico, e pode abranger um ou mais horizontes pedogenéticos. Trataremos disso de forma mais detalhada quando falarmos sobre classificação do solo.

Quadro 8.1: Algumas sequências de horizontes comuns

Descrição	Exemplos de sequências				Reação principal	Processo principal
Solo muito jovem, pouco intemperismo e/ou erosão geológica intensa	A C R		A R		Não se aplica	Não se aplica
Solos orgânicos	O R	H R	O C R	H C R	Não se aplica	Paludização
Solos altamente intemperizados	A Bw C R				Hidrólise e oxidação	Ferralitização Latossolização

Solos gleizados	A Cg R		A Btg C R		Redução	Gleização Hidromorfismo
Solos espódicos	A E Bhs Bs C R				Acidólise	Podzolização
Solos com características vérticas	A Cv R		A Btv Cv R		Hidrólise parcial	Vertização (um tipo de pedoturbação)
Solos com gradiente textural no perfil	A E Bt C R				Hidrólise	Eluviação-iluviação Lessivagem Ferrólise
Solo plíntico	A Cf R		A Btf C R		Várias	Ferralitização Laterização
Solo concrecionário	Ac Cc R				Várias	Ferralitização Laterização Consolidação
Solo petroplíntico	A F C R		F C R		Várias	Ferralitização Laterização Consolidação

Referências

BUOL, S. W.; SOUTHARD, R. J.; GRAHAM, R. C.; MCDANIEL, P. A. 2011. *Soil genesis and classification.* West Sussex: Wiley-Blackwell. 2011. 543p.

EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento de Conservação de Solos. *Definição e notação de horizontes e camadas do solo.* Rio de Janeiro: Embrapa Documentos SNLCS n. 3, 1983. 34 p.

FAO [Food and Agriculture Organization of the United Nations]. *Guidelines for soil description.* Rome: FAO, 2006. 97 p.

JENNY, H. *Factors of soil formation:* a system for quantitative pedology. New York: Dover, 1994, 320 p.

SANTOS, R.D.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C.; SHIMIZU, S.H. *Manual de descrição e coleta de solo no campo.* 7. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015. 103 p.

SCHAETZL, R.; ANDERSON, S. *Soil genesis and geomorphology.* Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 817 p.

SOIL SCIENCE DIVISION STAFF. *Soil survey manual*. Washington: Government Printing Office, 2017. 603 p.

Morfologia do solo

9

Tecnicamente, a análise morfológica do solo para fins de descrição e classificação deveria estar enquadrada dentro da física do solo. Isso porque a análise morfológica nada mais é do que a avaliação de certas propriedades físicas do solo, como distribuição de tamanhos de partículas, forma, tamanho e resistência mecânica dos *agregados* do solo, cor, espessura e profundidade dos horizontes e/ou camadas. A palavra *morfologia* tem sua origem no grego *morphē*, com tradução direta para o português como "forma", enquanto *logos* é o "estudo", como vimos no início do livro. Assim, a morfologia é o estudo da forma das coisas e da relação entre suas estruturas, ou simplesmente suas partes, de modo que a morfologia do solo é o estudo da "forma" do solo e das interações entre seus elementos. Do ponto de vista mais pragmático, podemos ligar a morfologia à análise do perfil do solo e de suas partes, como, por exemplo, os horizontes e/ou camadas, e os elementos estruturais e texturais,[16] como agregados e frações granulométricas. Claro que a morfologia pode ser estendida ao laboratório com o uso de lupas e microscópios petrográficos, bem como uma série de medidas indiretas com equipamentos mais sofisticados, mas o objetivo deste capítulo é apresentar a morfologia como deve ter sido idealizada – como uma forma de distinguir classes de solos no campo, utilizando os sentidos do ser humano e ferramentas simples. Por questões de tra-

[16] As definições de textura e estrutura para solos são diferentes daquelas vistas para rochas.

dição e porque a chamada morfologia do solo já é uma área enraizada no estudo da gênese e classificação do solo, optou-se por manter este capítulo separado do capítulo sobre física do solo, que tratará de relações massa-volume e da análise granulométrica do solo em laboratório.

Para partirmos para o que se convencionou como descrição morfológica do solo no campo, precisamos em primeiro lugar definir nosso objeto de estudo. O objeto de estudo nesse caso é o *perfil do solo*. No capítulo anterior, aprendemos como utilizar símbolos e convenções para identificar elementos em perfis de solos formados por diferentes combinações de processos de formação. Neste capítulo passaremos a ver o perfil do solo não mais como uma unidade abstrata, mas como uma unidade real que é efetivamente observada quando estudamos os solos no campo. O perfil do solo é, na prática, uma seção de solo recém-exposta, desde a superfície até uma profundidade suficiente para que seja identificado o material de origem. Como isso em termos práticos é muitas vezes difícil de ser alcançado, uma vez que o material de origem pode estar a dezenas de metros de profundidade, como no caso de solos tropicais altamente intemperizados, a profundidade da seção exposta deve ser suficiente para expor os horizontes diagnósticos do solo. Em outras palavras, ela deve expor horizontes ou camadas com todas as características pedogenéticas expressas para que aquele solo possa ser enquadrado dentro de um sistema taxonômico. Por exemplo, no caso de um solo que sofreu latolização, a expressão máxima deste processo deve ser observada no horizonte chamado de B latossólico, representado nesse caso pela sigla Bw. Assim, para uma descrição satisfatória deste solo, é recomendado que o perfil seja escavado até que este horizonte possa ser claramente visualizado, descrito e amostrado. Seria ainda ideal expor o horizonte abaixo, uma vez que este poderia implicar o enquadramento em determinadas classes taxonômicas mais específicas durante a classificação.

É ainda recomendado que a descrição de um perfil de solo seja feita em uma trincheira recém-escavada até uma profundidade suficiente para expor a sequência completa de horizontes e/ou camadas do solo. O fato de a trincheira ser

recém-escavada garantiria que não houvesse alterações de cor e de estrutura pela exposição do material ao ambiente e nem alterações dos fluxos laterais de matéria e energia, como de água, por exemplo, e que não houvesse pedoturbação por movimentações naturais do solo ou pela ação de animais escavadores, insetos, artrópodes, seres humanos ou outros organismos. Um dos problemas dessa recomendação é que é extremamente difícil e demorado abrir uma trincheira sem maquinário adequado, como uma retroescavadeira, por exemplo. Caso o pedólogo tivesse que abrir trincheiras manualmente, provavelmente quase todo o tempo seria destinado à abertura de trincheiras e a quantidade de trincheiras descritas em um dia seria muito pequena ou até nula, dependendo da resistência do material ao escavamento manual.

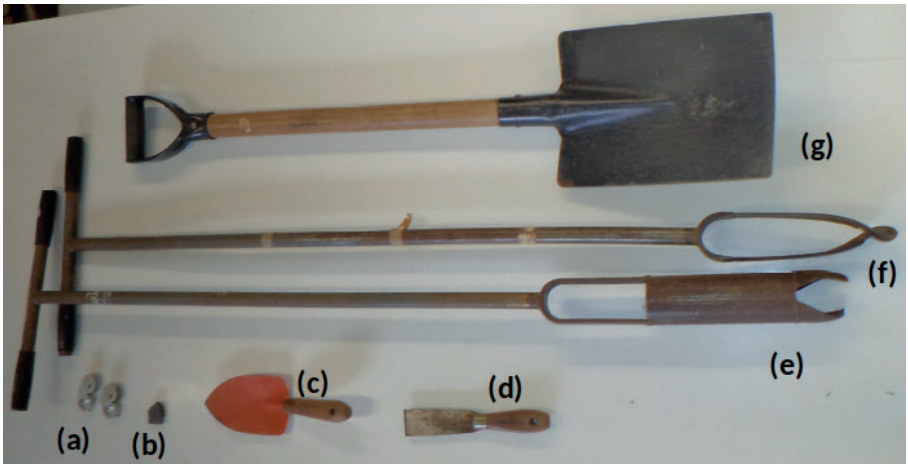
Uma trincheira nada mais é do que um buraco no chão com formato aproximadamente cúbico ou paralelepipédico, onde um dos lados verticais, ou seja, uma parede, é utilizada para descrição do solo. Os lados da trincheira devem sem grandes o suficiente para que um ou mais pedólogos possam trabalhar dentro dela e fazer as análises e coletas de material necessárias. Ela deve ser ainda grande o suficiente para que haja iluminação natural para que o trabalho seja feito. Com relação à profundidade, é muito pouco prático que a trincheira seja escavada até o material de origem. Para solos jovens e/ou rasos, uma profundidade de 1,5 m é muitas vezes suficiente para a descrição dos horizontes ou camadas, enquanto para solos muito espessos, como alguns solos formados por latolização e podzolização, perfis em excesso a 3 m de profundidade podem ser necessários. Considerando a média de profundidade da sequência do perfil do solo, a tradicional A, B, C, uma profundidade em torno de 2 m é suficiente para a maioria dos solos. Para essa profundidade, é importante que sejam deixados degraus em um dos lados para que os pedólogos possam entrar e sair da trincheira com facilidade. Esses degraus nada mais são que dois ou três patamares escavados no solo utilizados para entrada e saída. Com relação às dimensões das paredes, algo como 1,5 m x 2,0 m deve ser suficiente para trabalho na maioria dos solos. Note que com estas medidas, 2,0 m x 1,5 m x 2,0 m, 6 m^3 de solo devem ser retirados para escavação da trincheira,

o que dá em torno de 6000 kg ou 6 toneladas de solo. Como isso é em muitos casos inviável, muitas vezes utilizam-se trincheiras escavadas para outros fins ou cortes de estrada e barrancos para a descrição de solos.

Apesar das limitações com relação a possíveis modificações discutidas anteriormente, os cortes de estrada e barrancos naturais são uma alternativa bastante prática e conveniente para a descrição de perfis de solo. Ao se deparar com um corte de estrada ou barranco artificial, o pedólogo interessado em descrição de solos naturais deve primeiro avaliar se o perfil não foi alterado durante a construção. Muitas vezes as obras geotécnicas implicam terraplanagem e compactação, além da deposição de camadas de materiais exógenos, alterando completamente a sequência de horizontes e/ou camadas. Uma vez que se esteja satisfeito de que as alterações não são suficientes para prejudicar a descrição do solo, deve-se fazer a limpeza da face onde o solo vai ser descrito. Isso é feito com uma pá reta (ou chata) ou ferramenta similar (Figura 9.1). A limpeza deve ser feita retirando-se uma seção vertical da superfície com aproximadamente 5 cm de espessura. A pá deve ser mantida o mais próximo da vertical possível, para a obtenção de um perfil plano e sem buracos ou descontinuidades artificiais (Figura 9.2). A limpeza é feita para minimizar a influência do ambiente, como a pedoturbação e a presença de materiais depositados em uma trincheira aberta, barranco ou corte de estrada.

Em áreas onde não é possível a escavação de trincheiras ou para confirmação de classes de solos ou obtenção de classificação expedita, é possível utilizar trados para obtenção de amostras dos horizontes ou camadas (Figura 9.1). O trabalho de descrição pode ser adaptado até certo ponto para amostras coletadas com o trado. O trado do tipo holandês é mais eficiente na maioria das aplicações, especialmente em solos argilosos com mineralogia 2:1, onde pode ser muito difícil retirar a amostra de um trado tipo caneco, principalmente se o solo estiver muito úmido ou muito seco.

Figura 9.1: Ferramentas utilizadas no trabalho de descrição de perfil de solo no campo



Nota: (a) lupas, (b) ímã, (c) pá de jardim, (d) espátula, (e) trado caneco, (f) trado holandês e (g) pá reta.

Depois da limpeza e exposição do solo, o primeiro passo é uma observação do perfil por parte do pedólogo. Deve-se fazer uma análise inicial do perfil sem qualquer interação com ele, onde o cientista deve fazer uma separação inicial dos horizontes indicando mentalmente as siglas mais prováveis, bem como os possíveis processos envolvidos na formação destes horizontes e camadas. Nesta etapa, é importante pensar no trabalho de descrição de solo quase como uma investigação forense; deve-se fazer notas mentais de qualquer detalhe observado, como raízes, organismos, nódulos ou fragmentos diferentes da massa do solo, variação de cor, rugosidade da superfície, fendilhamento e qualquer outra característica importante. Como no trabalho forense, fotos obtidas nesta fase podem ser uma ferramenta importante em análises posteriores. Além da análise do perfil, deve ser feita uma análise do ambiente onde o solo se encontra. Esta análise pode ser feita em termos dos fatores de formação descritos no capítulo anterior. Por exemplo: qual é o clima da região onde o solo se encontra? Como é a vegetação? Quais são os organismos

encontrados na região onde o perfil se encontra? Como é o relevo? Como é a drenagem? Qual o material de origem que deu origem ao solo? É importante saber que o material de origem muitas vezes não está exposto, podendo-se consultar cartas ou levantamentos geológicos para este fim. Nesse caso, uma avaliação cuidadosa do ambiente é necessária, pois muitas vezes a rocha encontrada na região onde o solo foi formado pode não ser o material de origem do perfil do solo; veja, por exemplo, os conceitos de alúvio e colúvio discutidos em outras seções.

Figura 9.2: Limpeza de perfil de solo com pá reta

Após a análise inicial do solo e do ambiente, passa-se às análises físicas propriamente ditas. Nesta etapa, podem ser utilizadas espátulas, pazinhas de jardinagem ou uma faca sem corte (Figura 9.1). Em um primeiro momento pode-se avaliar

a consistência do perfil como um todo inserindo uma ferramenta pontiaguda de forma cuidadosa verticalmente ao longo do perfil, a intervalos pequenos, da ordem de alguns centímetros. Em termos mais simples, o que se quer é "cutucar" ou "espetar" o perfil de modo a se sentir a resistência do material (Figura 9.3). Em seções mais densas e duras percebe-se maior resistência mecânica, enquanto seções menos densas e menos duras oferecem menor resistência mecânica, e tendem a se desfazer com mais facilidade à medida que são tocadas pela ferramenta. Alguns pedólogos aproveitam esta etapa para marcar na superfície do perfil a separação provável dos horizontes no perfil, traçando linhas com uma ferramenta (Figura 9.3). Essa separação pode ou não ser confirmada com os testes subsequentes e análises laboratoriais. É possível ainda marcar a separação prévia utilizando facas, espátulas ou pregos cravados nos pontos onde se imagina que estejam as transições.

Figura 9.3: Perfil do solo antes (esquerda) e depois (direita) da marcação preliminar dos horizontes (linhas verticais traçadas na superfície do perfil) e teste de consistência (sequência de pequenos buracos ao longo do perfil, à direita da trena)

Identificadas as separações mais prováveis entre os horizontes ou camadas, deve-se agora fazer uma identificação preliminar dos prefixos e se possível dos sufixos pertinentes. Sequências do tipo A, B, C, R são em geral possíveis de serem preditas após a análise inicial do perfil auxiliada pela análise do ambiente. Por exemplo, solos de chapadas, vegetação de cerrado, relevo plano, clima quente e úmido de inverno seco e sobre material de origem de granulação fina são candidatos a terem sido formados por ferralitização, em que este tipo de sequência é comum. A separação inicial, apesar de muitas vezes ser alterada quando a análise morfológica é concluída, é um importante guia para o desenvolvimento do trabalho de campo.

Após esta etapa inicial de separação de horizontes ou camadas, deve-se adotar uma metodologia para descrição do perfil do solo. Em geral, cada sistema taxonômico tem aliado a si um guia para descrição de perfil do solo. Cada um dos três sistemas abordados neste material possui um guia associado. Para o sistema americano, o *Soil Taxonomy*, esse guia é o *Soil Survey Manual* (SOIL SCIENCE DIVISION STAFF, 2017), para o sistema FAO-WRB é o *Guidelines for Soil Description* (FAO, 2006) e para o Sistema Brasileiro de Classificação de Solo adotamos o Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (SANTOS *et al*., 2015). Como este material é em português e produzido no Brasil, adotamos o último como guia para descrição de perfis de solo. Em última análise, as técnicas são similares, visto que os demais guias são derivados do americano, que teve sua primeira versão publicada em 1937. Todos estes manuais abordam um grande número de características do solo, de modo que abordaremos apenas as descrições mais básicas. Em caso de necessidade de descrição detalhada de perfis de solo, o leitor é aconselhado a procurar um destes manuais ou o Manual Técnico de Pedologia publicado pelo IBGE no Brasil (INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA, 2015). Discutiremos a seguir as principais etapas na descrição de um perfil de solo. Agrupamos análises com procedimentos similares de modo a otimizar o processo no campo.

9.1 Análises no perfil

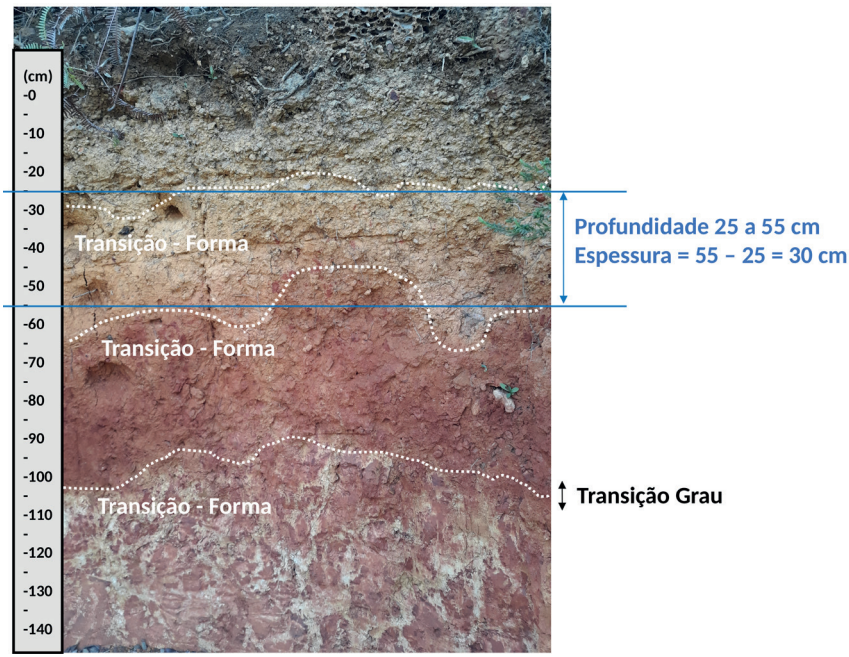
Chamamos de análises no perfil as medidas e observações feitas diretamente no perfil exposto e limpo. Nesse grupo listamos profundidade, espessura e grau e forma da transição. O primeiro passo é utilizar uma trena ou fita com unidades de comprimento para medição de profundidade e espessura dos horizontes ou camadas. Apesar de poderem ser utilizadas fitas métricas metálicas com enrolamento automático, estas não são recomendadas porque as marcações tendem a não ser visíveis em fotografias, e elas tendem a parar de funcionar devido à entrada de terra no mecanismo de recolhimento (Figura 9.3). O recomendado é utilizar uma fita maleável de lona, vinil ou material plastificado, desde que a plastificação seja opaca. A fita deve ter marcações de comprimento facilmente visíveis à distância (Figura 9.4).

Figura 9.4: Exemplo de utilização de fita para medidas no perfil de solo

Nota: a fita na imagem foi produzida com impressão simples em papel, tomando cuidado para manter as dimensões exatas nas marcações (traços marcam 5 cm), e plastificada com fita transparente. A fita tem um cordão no zero para fixação na parte superior do perfil.

Em solos minerais, o zero da fita deve ser na superfície, o comprimento aumentando à medida que se aprofunda no perfil. Após a fixação da fita, nesse caso feita com um pequeno graveto, procede-se a medida da profundidade e espessura nos horizontes. As análises de profundidade, espessura, grau e forma das transições são simples e estão sumarizadas na Figura 9.5.

Figura 9.5: Ilustração de profundidade, espessura, forma e grau de transição entre horizontes e camada em perfil de solo



A profundidade indica as medidas onde um horizonte ou camada começa e termina. Na Figura 9.5, o segundo horizonte se inicia a uma profundidade média de 25 cm e termina a uma profundidade média de 55 cm, portanto, sua profundidade é de 25 cm a 55 cm ou 25-55 cm. A espessura é, como o nome diz, a espessura do horizonte; nesse caso, o horizonte tem uma espessura de 55 cm – 25 cm = 30 cm. A forma da transição é o formato da linha imaginária que separa os horizontes e/

ou camadas – representada pela linha pontilhada na Figura 9.5. Esta linha pode ser quase horizontal e reta, sendo a transição, nesse caso, chamada de *plana*; ela pode apresentar ondulações mais largas que profundas, quando é chamada de *ondulada*; pode possuir ondulações mais profundas que largas, quando é chamada de *irregular*; e pode ser *descontínua*, quando há desconexão entre partes do horizonte ou camada. O grau da transição é a espessura da seção imaginária em que um horizonte ou camada passa de um a outro. Se essa seção for menor que 2,5 cm, a transição é chamada *abrupta*; se tiver entre 2,5 cm e 5,0 cm, é chamada de *clara*; entre 7,5 cm e 12,5 cm, é *gradual*; e maior que 12,5 cm é *difusa*. No perfil da Figura 9.5, as transições são em sua maioria claras e onduladas. No caso da última camada, na parte inferior do perfil, a medida foi feita até 140 cm, mas a camada continua abaixo do solo, e nesses casos a forma correta de representação da profundidade é 105 cm a 140 cm^{+}, uma vez que a camada continua em profundidade não exposta, e nesses casos a espessura não é determinada.

9.2 Análises em unidades estruturais

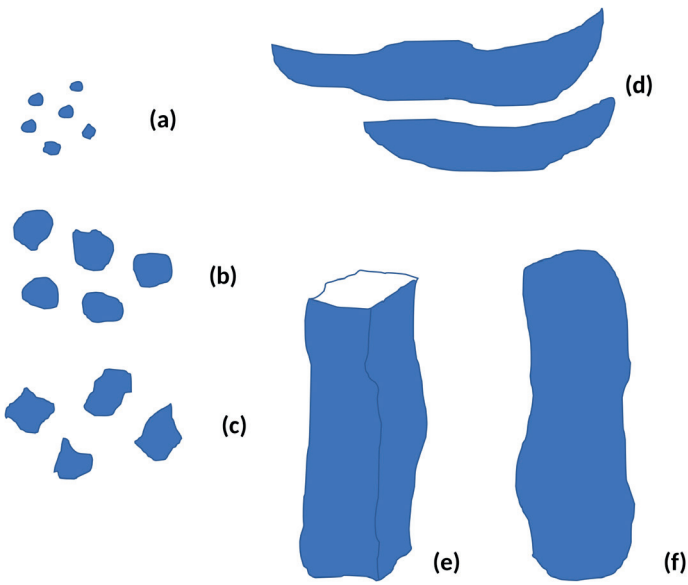
Estas análises devem ser feitas em unidades estruturais conhecidas como *agregados* em ciência do solo. Um bloco de solo cortado com uma ferramenta ou com um implemento agrícola constitui um torrão. O torrão pode ser desfeito segundo os planos preferenciais de agregação das partículas primárias do solo, argila, silte e areia mais a matéria orgânica. Estes planos primários são resultado da ação da matéria orgânica das raízes e outros organismos, gerando compostos e forças que unem as partículas primárias, e de processos físicos e químicos como os ciclos de umedecimento e secagem, e as forças de atração eletrostática, de coesão dos constituintes sólidos entre si e de adesão entre água e os constituintes sólidos. Cada tipo de estrutura indica uma maior ou menor atuação de processos físicos, químicos e mediação orgânica. O trabalho de desfazer um torrão deve ser feito manualmente no campo e requer cuidado e prática. A força aplicada deve ser pequena e o torrão deve ser desfeito cuidadosamente com os dedos na palma das mãos. Uma vez que

o torrão é desfeito, as unidades estruturais do solo são visíveis e podem ser classificadas quanto ao tipo e tamanho (Figura 9.6).

Figura 9.6: Torrões e agregados de solo (esquerda) e trabalho manual para separação de torrão em agregados (direita)

A análise de agregação é chamada de análise de *estrutura* e a avaliação é feita quanto ao tipo, tamanho e grau. Nos guias de descrição de solos no campo, as estruturas são subdivididas em *granular*, *blocos angulares* e *subangulares*, *prismática*, *colunar* e *laminar* (Quadro 9.1; Figura 9.7). Lista-se ainda o tipo *grãos simples*, o qual está relacionado a solos de textura muito arenosa onde as forças de adesão e coesão não são suficientes para manter qualquer tipo de estrutura quando se tenta fragmentar manualmente um torrão. O tipo grãos simples pode ou não corresponder a uma estrutura maciça quando observado na massa do solo. No caso da estrutura maciça não há qualquer distinção de unidades estruturais ao se desfazer um torrão.

Figura 9.7: Representação esquemática dos tipos de estrutura do solo



Nota: (a) granular ou grumosa, (b) blocos subangulares, (c) blocos angulares, (d) laminar, (e) prismática e (f) colunar.

Quadro 9.1: Tipos de estrutura e descrição

Tipo	Subdivisão	Descrição
Granular		Grânulos pequenos e arredondados; grânulos muito porosos são também chamados de grumos. A estrutura granular muito pequena ou microgranular é comum nos horizontes Bw de Latossolos.
Blocos	Subangulares	Unidades em geral maiores que os grânulos, com bordas mais ou menos arredondadas. Comum em horizontes superficiais de muitos solos sob vegetação nativa.
	Angulares	Unidades em geral maiores que os grânulos, com bordas mais angulosas, encontradas em alguns tipos de horizontes A e B.

Colunar		Unidades estruturais alongadas no sentido vertical, mas com as extremidades arredondadas. Pouco comum na maioria dos solos. Pode ser encontrada em solos salinos.
Prismática		Unidades estruturais alongadas no sentido vertical com bordas angulares.
Laminar		Unidades estruturais mais largas que altas, de formato achatado. Pode ser indício de compactação severa ou ação de gelo.
Grãos simples		Não é um tipo de estrutura verdadeiro. O material se desfaz em unidades primárias ao ser manipulado, como no caso de solos de textura muito arenosa.

Fonte: Santos *et al*. (2015); Soil Science Division Staff (2017).

As análises nas unidades estruturais podem ser feitas com o solo seco ou úmido. Antes de mais nada, é importante entendermos que os conceitos de seco, úmido e molhado em campo são, como muito do que é abordado nesta seção, subjetivos. Apesar de existirem em mecânica dos solos testes até certo ponto objetivos dos chamados limites de consistência de solos, ou os *limites de Atterberg*, é muitas vezes inviável e desnecessária a determinação de valores exatos de umidade. Para a maioria das aplicações, a condição de umidade do solo pode ser determinada por um indivíduo com algum treino. Serão propostas aqui algumas observações empíricas com base nas experiências do autor para definição de condições gerais de umidade de um solo. Deixa-se claro em primeiro lugar que muitos desses conceitos vêm exclusivamente de experiência e observações próprias, e que eles não são aplicáveis a qualquer solo e qualquer condição. O solo seco em condições de campo é aquele onde a umidade não pode ser sentida ao se desfazer e manipular a massa do solo. Veja que apesar de o termo *seco* indicar ausência de água, isso praticamente nunca ocorre em solos reais, mesmo em condições extremas de aridez, o solo sempre terá água adsorvida, ainda que sejam algumas moléculas por unidade de superfície. Nessa condição, a não ser em casos específicos, o solo tende a soltar poeira ao ser manipulado, o que pode não ser evidente em outras condi-

ções de umidade. A poeira é uma característica do solo seco e, ao ser depositada, pode ser varrida ou recolhida sem deixar rastros de lama. Outro ponto importante é que o agregado de solo seco, a não ser que possua muita matéria orgânica, tende a ser quebrável sem sofrer deformações plásticas ou elásticas. Quando falamos de deformação elástica, lembramos exatamente de um elástico que pode ser esticado e tende a voltar para o mesmo tamanho após o soltarmos. Isso é uma deformação elástica, da mesma forma que acontece com uma mola que volta para a sua forma inicial após cessarmos a força nela aplicada. A maioria dos solos pode ter um limite elástico, ficando isso mais evidente em solos ricos em matéria orgânica e secos; ao apertarmos levemente um agregado, é possível que ele retorne à forma inicial ao pararmos de exercer a força. A deformação plástica é aquela da massa de modelar que as crianças usam como brinquedo: o material pode ser moldado com a aplicação de uma força e mantém a forma, depois que a aplicação da força é cessada. A deformação plástica é típica de materiais de solos com altos conteúdos de argila e com argilas do tipo 2:1, desde que úmidas ou molhadas.

O conceito de solo úmido a princípio abrange o solo com qualquer conteúdo de água, uma vez que a umidade do solo é a quantidade de água em massa ou volume por unidade de massa ou volume de solo. Como mencionamos antes, mesmo um solo seco possui certa umidade, mesmo que seja muito pequena. Para fins práticos, no campo podemos nos referir ao solo úmido e molhado. No caso do solo úmido, a umidade é tal que é suficiente para que haja uma alteração visível da cor e da sensação ao se manipular o solo. Nessa condição, o solo tende a não soltar poeira, desde que o interior dos agregados também esteja úmido. O agregado úmido tende a ter certa quebradicidade, apesar de poder ser mais elástico ou plástico do que o agregado seco, e não libera gotas de água ao ser erguido. Já no caso do solo molhado, o material está completamente molhado e pode liberar gotas de água quando uma fração de solo é erguida e principalmente quando é apertada na palma da mão. O material molhado tende a não apresentar quebradicidade, ou elasticidade, possuindo certo grau de plasticidade para grande parte dos solos

argilosos. Quando a quantidade de água é muito grande, o material pode formar uma dispersão quase líquida, formando uma lama ou uma solução de água e solo que flui ou escorre da palma da mão.

Os testes de campo de consistência são então subdivididos segundo esta lógica, ou seja, consistência do solo *seco*, *úmido* e *molhado*, sendo que a consistência do solo molhado se subdivide em *plasticidade* e *pegajosidade*. Para os testes de consistência seca e úmida, desfaz-se o torrão de solo e separa-se um agregado de tamanho representativo. No caso de solos com menores conteúdos de água no campo, ou seja, solo seco, o agregado é testado na forma que se encontrava no campo. Após ser separado, o agregado é apertado entre o indicador e o polegar e é avaliada a força necessária para quebrá-lo (Figura 9.8). Caso o material não possa ser quebrado entre o indicador e o polegar, tenta-se quebrá-lo na palma das mãos. O resultado do teste corresponde qualitativamente à força necessária para quebrar o agregado (Quadro 9.2). No caso da consistência do solo úmido, o teste é exatamente igual, mas o agregado que se encontra seco no campo deve ser umedecido cuidadosamente utilizando uma pisseta ou algo similar até que haja alteração de cor. O agregado deve ser umedecido na sua superfície e deve-se aguardar que a água penetre no seu interior por capilaridade. Nunca se deve submergir o agregado ou despejar água sobre ele, uma vez que ele corre o risco de se desmanchar. A avaliação da consistência úmida é similar àquela da consistência seca, mudando-se apenas a terminologia (Quadro 9.2). No guia americano foi feito um esforço para incluir valores de resistência para as classes de consistência (SOIL SCIENCE DIVISION STAFF, 2017), criando um critério objetivo de resistência mecânica, o que pode contribuir grandemente para reduzir a subjetividade do teste. Os testes de consistência molhada, plasticidade e pegajosidade são feitos em amostras desfeitas e não em unidades estruturais, e serão discutidos em outra seção.

Figura 9.8: Teste de consistência seca ou úmida em agregados de solo

Nota: o teste também pode ser feito apertando o agregado entre as palmas das mãos.

Nas unidades estruturais, é possível ainda avaliar a cor do solo no campo. Para a avaliação da cor existe uma cartela padronizada e patenteada chamada de Carta de Cores de Munsell. A carta de cores é utilizada para definir a cor do horizonte ou camada segundo um sistema que considera a matiz, seja ele vermelho, seja amarelo etc., o valor e o croma. O valor é o quão clara ou escura a cor é, e o croma é o grau de pureza da cor ou grau de saturação. Em termos práticos, o matiz corresponde a uma página da Carta, o valor corresponde a um número entre 2 e 8 na escala vertical, aproximadamente, e o croma corresponde a um número entre 1 e 8 na escala horizontal. Cada página tem um conjunto de cores correspondendo a coordenadas de valor e croma. O teste é feito quebrando-se um agregado para evitar áreas pré-expostas e colocando-se a face recém-exposta atrás da página, onde a cor pode ser contrastada com um padrão impresso utilizando orifícios nas páginas (Figura 9.9). O teste deve ser feito sob boa luminosidade e preferencialmente sob a exposição direta à luz do sol. Luzes artificiais ou dias nublados, sombras,

uso de óculos de sol, afetarão a percepção de cor. A cor é então reportada no formato Matiz Valor/Croma, como, por exemplo, no caso do horizonte analisado na Figura 9.9 onde a classificação seria 2,5YR 4/8. A cor pela Carta de Munsell é um importante critério para designação de classes de solos nos sistemas taxonômicos brasileiro e americano. No sistema em uso no Brasil ela é utilizada para designação de subordens de seis ordens de solo, os Latossolos, Argissolos, Chernossolos, Luvissolos, Nitossolos e Vertissolos. No caso dos Argissolos e Latossolos, todas as subordens requerem critérios de cor. A cor dos solos é indicada pela página da Carta de Munsell e pode ir desde o vermelho (R-Red), passando pelo vermelho-amarelo (YR-Yellowish Red), amarelo (Y-Yellow), cinza (GY-Gray) e glei (GLEY) (Figura 9.10). Note que *gley* não é uma cor, mas tonalidades de cinza associadas a solos formados pelo processo de gleização. Cada cor na Carta de Munsell tem um nome associado: por exemplo, a cor 7,5YR 6/4 é *light brown*, cuja tradução formal se encontra no Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo como bruno-claro (SANTOS *et al*., 2015, p. 15).

Quadro 9.2: Classes de consistência seca e úmida do solo

Descrição	Consistência seca (dureza)	Consistência úmida (friabilidade)
Solo se desfaz ao tentar-se segurar o agregado	Solta	Solta
Material se desfaz com pressão muito leve entre indicador e polegar	Macia	Muito friável
Material se desfaz com pressão leve entre indicador e polegar	Ligeiramente dura	Friável
Resistente à pressão entre indicador e polegar; pode ser quebrado nas mãos e, com alguma dificuldade, entre indicador e polegar	Dura	Firme

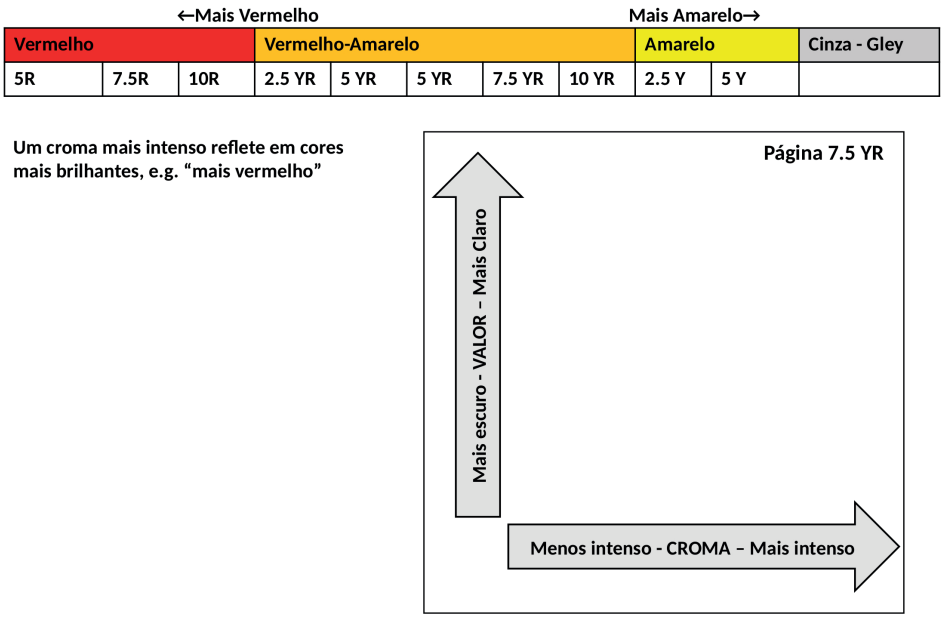
Não pode ser quebrado entre indicador e polegar, no caso do seco, e com muita dificuldade no caso do material úmido	Muito dura	Muito firme
Não quebrável nas mãos, no caso seco, e desfeito com muita dificuldade no caso úmido	Extremamente dura	Extremamente firme

Fonte: Santos *et al*. (2015); Soil Science Division Staff (2017).

Figura 9.9: Determinação da cor do solo utilizando a Carta de Munsell

Nota: na imagem, o valor se encontra na escala horizontal e o croma na escala vertical.

Figura 9.10: Interpretação da cor pela Carta de Munsell para definição de classes de solos no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos



A porosidade pode também ser avaliada nos agregados ou na parede do perfil do solo, sendo observados a olho nu e com auxílio de lupa os tamanhos e quantidades de poros. Os poros podem ser *poucos*, *comuns* e *muitos*, e quanto ao tamanho podem ser *não visíveis*, quando não puderem ser vistos nem mesmo com lupa de 10x, *muito pequenos* (< 1 mm), *pequenos* (1-2 mm), *médios* (2-5 mm), *grandes* (5-10 mm) e *muito grandes* (> 10 mm).

Em certos solos é ainda possível a presença de cerosidade, superfícies brilhantes que recobrem os agregados, principalmente em certos tipos de horizontes de subsuperfície. A cerosidade é causada por argila orientada que recobre os agregados formando películas brilhantes. Deve-se ter cuidado para não confundir a cerosidade com películas de água cobrindo os agregados. A cerosidade pode ser

fraca, *moderada* ou *forte* quanto ao desenvolvimento, e *pouca*, *comum* ou *abundante* quanto à quantidade. A cerosidade é fundamental na distinção da ordem dos Nitossolos no SiBCS.

9.3 Análises em amostras pulverizadas secas ou molhadas

Nesse caso, os agregados são pulverizados de modo que as unidades estruturais são desfeitas. Isso é necessário para determinação da textura a campo, o que requer dispersão das unidades estruturais para determinação das proporções de argila, silte e areia no solo. A dispersão alcançada em campo é apenas aproximada, uma vez que são necessários tratamentos químicos e físicos para uma dispersão satisfatória do solo em laboratório. A dispersão no campo é feita desfazendo-se a massa do solo manualmente ou com uso de uma espátula ou faca sem corte, e em seguida adicionando água até o solo alcançar uma consistência molhada, mas não líquida (Figura 9.11). O solo é então manipulado nas mãos ou com a ferramenta de modo a serem desfeitos os agregados de tamanho pequeno e a separar as partículas primárias. Em solos tropicais altamente intemperizados e ricos em óxidos de ferro e alumínio, existem agregados muito pequenos, conhecidos como microagregados, que podem se comportar como silte ou areia na determinação da textura no campo, e muitas vezes é necessária uma manipulação mais prolongada para desfazer estas unidades. Após a dispersão, o solo ainda molhado é esfregado entre o indicador e o polegar e é avaliada a textura pelo sentido do tato (Figura 9.12).

Figura 9.11: Material trabalhado na mão em condição de umidade próxima da ideal para avaliação da textura, plasticidade e pegajosidade

Figura 9.12: Teste de textura do solo a campo

As diferentes frações granulométricas propiciam sensações distintas ao tato. A areia é áspera, como você já deve ter percebido ao manipular areia de praia ou mesmo areia de construção úmida, o silte dá uma sensação de sedosidade similar àquela de talco vendido em farmácia úmido, a argila faz com que os dedos deslizem com facilidade um sobre o outro e pode ou não "grudar" neles dependendo da mineralogia do solo, sendo esse "grudar" da argila a pegajosidade. O teste de textura em campo é muito difícil de ser feito com precisão e requer extensa prática. A concepção do método era que a textura feita a campo pudesse ser capaz de distinguir entre 12 classes agrupadas em um triângulo textural. Na prática, a capacidade de diferenciar a textura do solo em *muito argilosa*, *argilosa*, *média*, *arenosa* e *siltosa* deve ser suficiente, uma vez que a análise de campo é quase sempre complementada pela análise de textura em laboratório. Uma forma prática de agrupar as classes do triângulo textural em classes simplificadas de textura no campo é apresentada no Quadro 9.3. Note que a classe siltosa e classes correspondentes no triângulo textural são omitidas do quadro, provavelmente pela sua menor ocorrência nos solos brasileiros. A análise de laboratório e o triângulo textural serão discutidos no capítulo que trata de física do solo.

Quadro 9.3: Agrupamento das classes do triângulo textural para classificação simplificada em campo

Textura a campo	Classes correspondentes
Muito argilosa	Apresenta mais de 60% de argila, classe argila (argila "pesada" na literatura antiga)
Argilosa	Argila; argila-arenosa; franco-argiloso, com mais de 35% de argila
Média	Franca; franco-argilo-arenosa; franco-argilosa, com menos de 35% de argila; franco-arenosa, com mais de 15% de argila
Arenosa	Areia; areia-franca; franco-arenosa, com menos de 15% de argila

Fonte: Departamento Nacional de Produção Mineral (1975).

Juntamente com a análise de textura, podem ser feitas ainda as análises de consistência molhada plasticidade e pegajosidade. A pegajosidade é avaliada apertando uma porção de solo molhado entre os dedos e avaliando a aderência do solo aos dedos (Figura 9.13). A pegajosidade se dá pelas forças de adesão entre as partículas de solo molhado e os dedos (Quadro 9.4). A plasticidade é feita também com a amostra molhada e é feita avaliando-se a capacidade do material de ser moldado e de manter a forma adquirida. Existem dois testes comuns de plasticidade, ambos envolvem moldar o solo em um cilindro. No primeiro tenta-se dobrar o cilindro e avalia-se a força aplicada e a capacidade do cilindro de dobrar sem se romper. Devido à dificuldade de se manipular o cilindro, uma segunda versão existe, em que é avaliado o diâmetro mínimo do cilindro moldado na palma da mão (Quadro 9.4; Figura 9.14).

Figura 9.13: Teste de consistência molhada (pegajosidade)

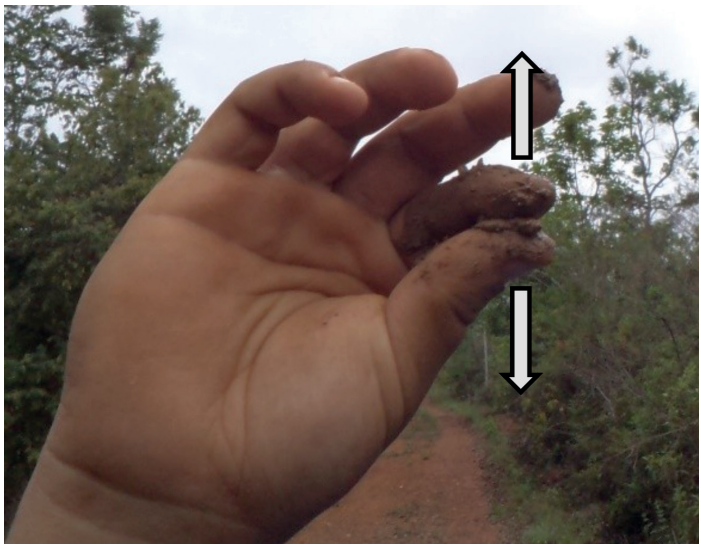


Figura 9.14: Teste de consistência molhada (plasticidade)

Quadro 9.4: Classes de consistência molhada do solo

Consistência molhada (plasticidade)	Descrição	Consistência molhada (pegajosidade)	Descrição
Não plástica	Não molda um cilindro	Não pegajosa	Não adere aos dedos
Ligeiramente plástica	Molda-se um cilindro com diâmetro entre 4 mm e 6 mm	Ligeiramente pegajosa	Adere-se a ambos os dedos, mas desprende-se de um deles ao serem separados
Plástica	Molda-se um cilindro com diâmetro entre 2 mm e 4 mm	Pegajosa	Adere-se a ambos os dedos e alonga-se ao se tentar separá-los; material alonga-se antes de romper

Muito plástica	Molda-se um cilindro com diâmetro menor que 2 mm e que pode ser erguido por uma das extremidades sem se quebrar	Muito pegajosa	Material adere-se fortemente a ambos os dedos e alonga-se notadamente ao se tentar separá-los

Fonte: Santos *et al*. (2015); Soil Science Division Staff (2017).

Na amostra em pó seco, pode ainda ser avaliada a atração magnética utilizando-se um ímã. Basta colocar o ímã sobre o solo seco pulverizado e observar a quantidade de partículas que são atraídas pelo ímã. Certos solos provenientes de rochas máficas e de alguns tipos de depósitos sedimentares podem apresentar elevada atração magnética causada pela presença de minerais magnéticos como a magnetita e a maghemita.

9.4 Outras análises no perfil

As análises de cimentação, nódulos e concreções, carbonatos, manganês, sulfetos, eflorescências e coesão indicam condições genéticas específicas e não serão discutidas aqui, à exceção da presença de concreções ou nódulos de ferro, que pode indicar gênese por ferralitização, laterização, consolidação e processos associados, definindo as ordens de Plintossolos e *Plinthosols* nos sistemas SiBCS e FAO-WRB, respectivamente.

9.5 Análise do ambiente

Aliado à análise do perfil, deve-se fazer uma análise do ambiente, incluindo análise do relevo, presença de fragmentos de rocha no perfil e afloramentos de rocha nas proximidades, análise da vegetação, do clima, da classe de drenagem do solo, erosão, da geologia local e do material de origem, e devem ser reportados a localização, as coordenadas geográficas e a altitude do ponto. Caso o leitor necessite fazer descrição morfológica de solos para fins de classificação, ele ou ela deve

familiarizar-se com um dos guias técnicos apresentados nas referências, uma vez que o conteúdo deste capítulo é apenas uma primeira introdução ao tema.

9.6 Exemplo de laudo de descrição de perfil de solo

Um exemplo de uma descrição de perfil de solo com as análises químicas e físicas de laboratório é apresentado a seguir. O perfil original é derivado do projeto Radam Brasil (DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL, 1975) e foi reclassificado segundo o sistema taxonômico vigente no Brasil (SANTOS *et al*., 2018). Note que cada um dos aspectos descritos a campo deve aparecer no laudo de descrição morfológica. A forma de apresentar os resultados é padronizada, e não cabe discussão sobre os aspectos, a interpretação ficando por conta do leitor. A descrição é subdividida em três partes: A – Descrição geral, B – Descrição morfológica e C – Análises físicas e químicas, indicadas aqui por razões didáticas, uma vez que os títulos das subdivisões não aparecem em laudos. As análises químicas serão discutidas no exemplo de classificação de solo utilizando o SiBCS no Capítulo 12.

A – DESCRIÇÃO GERAL

Perfil n.º 25
CLASSIFICAÇÃO – Neossolo Quatzarênico Órtico típico
UNIDADE DE MAPEAMENTO –
LOCALIZAÇÃO – Ponto 3. Município de Itaituba. Estado do Pará
SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Relevo suave ondulado, erosão laminar ligeira a moderada
ALTITUDE –
LITOLOGIA –
FORMAÇÃO GEOLÓGICA –
MATERIAL ORIGINÁRIO – Sedimentos arenosos
PEDREGOSIDADE –

ROCHOSIDADE –
RELEVO LOCAL – Suave ondulado
RELEVO REGIONAL –
EROSÃO – Laminar ligeira a moderada
DRENAGEM – Excessiva a bem drenado
COBERTURA VEGETAL – Floresta
CLIMA –
DESCRITO E COLETADO POR –

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A_1 0-10 cm; vermelho muito escuro (10R 2/2, úmido), areia com matéria orgânica; grãos simples e moderada pequena a média granular; muito friável, não plástico e não pegajoso; transição plana e abrupta.

A_2 10-25 cm; bruno avermelhado escuro (5YR 2/2, úmido); areia; grãos simples; solto, não plástico e não pegajoso; transição plana e gradual.

A_3 25-45 cm; preto (5YR 2/1, úmido); areia; grãos simples; solto, não plástico e não pegajoso; transição plana e clara.

A_4 45-65 cm; bruno escuro (7,5YR 3,5/2, úmido); areia; grãos simples; solto, não plástico e não pegajoso; transição plana e gradual.

A_5 65-100 cm; bruno (7,5YR 5/2, úmido); areia; grãos simples; solto, não plástico e não pegajoso; transição plana e gradual.

C 100-130 cm; bruno (7,5YR 5/2, úmido); areia; grãos simples; solto, não plástico e não pegajoso; transição plana e gradual.

RAÍZES –
OBSERVAÇÕES – Perfil coletado com trado caneco.

Não se preocupe com o resultado das análises químicas, você deve entendê-los melhor nos próximos capítulos. Estamos preocupados, por enquanto, apenas em saber

reportar as análises morfológicas feitas no campo. Se analisarmos a descrição do horizonte A_1, podemos facilmente identificar cada aspecto da descrição morfológica.

A_1 **(símbolo)** 0-10 cm **(profundidade)**; vermelho muito escuro **(nome da cor)** (10R 2/2, úmido) **(cor úmida pela Carta de Munsell)**, areia **(textura)** com matéria orgânica; grãos simples **(estrutura – tipo)** e moderada **(estrutura – grau)** pequena a média granular **(estrutura – tamanho)**; muito friável **(consistência úmida – friabilidade)**, não plástico **(consistência molhada – plasticidade)** e não pegajoso **(consistência molhada – pegajosidade)**; transição plana **(transição – forma)** e abrupta **(transição – grau)**.

E esta é a sequência que deve ser utilizada ao reportar a descrição morfológica de um horizonte ou camada. Os termos em negrito são apenas para indicar cada análise e não devem aparecer na descrição. No laudo completo existem muitas outras características da descrição e da análise do ambiente que podem ser inclusas de acordo com o solo descrito e o ambiente. Consulte sempre um guia de campo caso precise fazer a descrição morfológica de um perfil de solo.

Referências

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. *Projeto RADAM. Folha SB.21 Tapajós; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra.* DNPM: Rio de Janeiro, 1975. 418 p.

FAO [FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS] *Guidelines for soil description.* Rome: FAO, 2006. 97 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Manual técnico de pedologia.* 3. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2015. 430 p.

SANTOS, R.D.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C.; SHIMIZU, S.H. *Manual de descrição e coleta de solo no campo.* 7. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015. 103 p.

SANTOS, H. G. dos; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. dos; OLIVEIRA, V. A. de.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M.R.; ALMEIDA, J. A. de.; ARAÚJO FILHO, J. C. de; OLIVEIRA, J. B. de; CUNHA, T. J. F. *Sistema brasileiro de classificação de solos.* 5. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, 2018. 356 p.

SOIL SCIENCE DIVISION STAFF. *Soil survey manual.* Washington: Government Printing Office, 2017. 603 p.

Química do solo

10

10.1 Química e mineralogia

O ponto de partida para nossa discussão sobre química do solo é o conceito de substituição isomórfica discutido no capítulo sobre minerais do solo. Naquela ocasião, vimos que durante a formação do mineral é possível que em certos sítios na estrutura haja substituição de um cátion por outro de raio similar, mas valência diferente. Isso pode gerar cargas negativas não balanceadas na estrutura do mineral, as quais geram um campo elétrico que interage com cátions e moléculas possuindo carga positiva presentes no meio externo, mais especificamente na *solução do solo*. Sabemos ainda dos capítulos iniciais que um mineral possui uma estrutura ordenada e que se repete no espaço, à qual demos o nome de estrutura cristalina. Como os argilominerais são silicatos e como o oxigênio e as hidroxilas são muito comuns na Terra, o usual é que a substituição se dê em vacâncias ocupadas por cátions, de modo que é gerado um excedente de carga negativa quando cátions de valências mais elevadas são substituídos por cátions de valências menores, como no caso do Si^{4+} pelo Al^{3+} nas folhas tetraédricas e do Al^{3+} ou Fe^{3+} por Mg^{2+} nas folhas octaédricas. Se a estrutura é constante em um argilomineral e a proporção de sítios onde ocorreu substituição isomórfica é mais ou menos constante, deve ser possível definir o excedente de cargas negativas na estrutura do cristal por unidade de massa ou volume do material.

Tomando o exemplo de um argilomineral grade 2:1 com cela unitária de composição ideal $O_{20}(OH)_4$, já sabemos do Capítulo 5 calcular o déficit de carga desta estrutura. Como o oxigênio tem valência 2- e a hidroxila tem valência 1-, temos nesse caso um radical aniônico com carga

$$20 \times (2-) + 4 \times (1-) = 44-$$

ou seja, a cela unitária dos argilominerais de grade 2:1 possui 44 cargas negativas. Em uma estrutura cristalina perfeita e sem substituições isomórficas, o déficit de carga na cela unitária somando as folhas octaédrica e tetraédrica seria zero, como ocorre no caso dos minerais primários talco e pirofilita. Na maioria dos argilominerais isso não ocorre, de modo que existe substituição isomórfica nas folhas tetraédricas e/ou octaédricas. Analisando o caso do talco e da pirofilita, temos que a folha tetraédrica na cela unitária é ocupada por 8 átomos de Si^{4+} (Si^{4+}_8) e a folha octaédrica é ocupada por 4 átomos de Al^{3+} (Al^{3+}_4), de modo que o total de cargas positivas é

$$8 \times (4+) + 4 \times (3+) = 44+$$

que é exatamente o número de cargas negativas, mas com sinal oposto e, portanto, a neutralidade da estrutura é garantida. No caso da montmorillonita, a substituição isomórfica ocorre na folha octaédrica onde em 16,5% dos sítios há substituição isomórfica de Al^{3+} por Mg^{2+}, o Al^{3+} ocupando os 83,5% restantes dos sítios. Em termos do total de quatro sítios na folha octaédrica, temos então $Al^{3+}_{3,34}$ e $Mg^{2+}_{0,66}$. Assim, a carga positiva total da cela unitária da montmorillonita é a soma da carga da folha tetraédrica, onde não há substituição isomórfica, mais a folha octaédrica onde há a substituição isomórfica,

$$8 \times (4+) \text{ (Tetraédrica)} + [3{,}34 \times (3+) + 0{,}66 \times (2+)] \text{ (Octaédrica)} =$$

$$(32+) + [(10{,}02+) + (1{,}32+)] = 43{,}34+$$

o que gera um total de cargas negativas não neutralizadas de

$$(43{,}34+) - (44-) = (0{,}66-)$$

ou seja, 0,66 cargas negativas por cela unitária. Como dissemos no capítulo sobre minerais do solo, não se preocupe com os números fracionários, lembre-se que a estrutura cristalina é uma repetição de múltiplas celas unitárias no espaço.

A substituição isomórfica é então um dos principais mecanismos de geração de carga nos argilominerais de grade 2:1, mas é mínima na caulinita que, como já vimos, é o principal argilomineral de grade 1:1 presente nos solos altamente intemperizados. Da mesma forma que no talco e na pirofilita, o baixo número de substituições isomórficas na caulinita resulta em uma baixa densidade de cargas. Antes de discutirmos outros mecanismos geradores de cargas no solo, precisamos entender como o número de cargas por unidade de estrutura é expresso nas unidades tradicionais utilizadas na classificação dos solos e também na fertilidade do solo, onde forma a base para interpretação de adubação, calagem, salinidade e contaminação ambiental. O entendimento da seção a seguir deve ajudar bastante na interpretação da análise do solo e na compreensão do manejo da fertilidade do solo. Partimos do valor da carga negativa por cela unitária da montmorillonita, 0,66. Esse valor pode ainda ser entendido como a quantidade de cargas negativas por unidade de cela unitária do mineral. A massa molecular da cela unitária da montmorillonita idealizada discutida anteriormente pode ser facilmente calculada conhecendo as massas molares dos elementos que a compõem. A massa da fração aniônica $O_{20}(OH)_4$ pode ser calculada utilizando as massas molares dos elementos, conforme a tabela periódica (Anexo 1). Assim,

$$20 \text{ x (Massa O)} + 4 \text{ x (Massa OH)}$$

$$20 \text{ x } (15{,}999 \text{ g mol}^{-1}) + 4 \text{ x } (15{,}999 \text{ g mol}^{-1} + 1{,}008 \text{ g mol}^{-1}) = 388{,}008 \text{ g mol}^{-1}$$

Para os cátions ocupando os sítios tetraédricos e octaédricos, temos

$$8 \text{ x (Massa Si)} + 3{,}34 \text{ x (Massa Al)} + 0{,}66 \text{ x (Massa Mg)}$$

$$8 \text{ x } (28{,}085 \text{ g mol}^{-1}) + 3{,}34 \text{ x } (26{,}982 \text{ g mol}^{-1}) + 0{,}66 \text{ x } (24{,}305 \text{ g mol}^{-1}) = 330{,}841 \text{ g mol}^{-1}$$

De modo que a massa molar da cela unitária é

$$388{,}008 \text{ g mol}^{-1} + 330{,}841 \text{ g mol}^{-1} = 718{,}85 \text{ g mol}^{-1}$$

Lembrando que um mol de qualquer coisa corresponde a $6{,}022 \times 10^{23}$ unidades, temos que um mol de celas unitárias da montmorillonita ideal discutida por Grim (1953) e Gast (1977) pesa 718,85 g. O número de cargas negativas em um mol de montmorillonita é $6{,}022 \times 10^{23}$ unidades x 0,66 = $3{,}975 \times 10^{23}$ cargas, de modo que a densidade de cargas por unidade de massa é

$$3{,}975 \times 10^{23} \text{ cargas}/718{,}85 \text{ g} = 5{,}529 \times 10^{20} \text{ cargas g}^{-1}$$

Veja que a quantidade de cargas é absurdamente grande para um grama do material e será maior ainda para as quantidades de solo normalmente reportadas em análises, 100 g ou 1 kg. Para resolver esse problema, podemos novamente dividir pelo mol e definir a unidade mol de cargas negativas ou $\text{mol}_{c(-)}$

$$(5{,}529 \times 10^{20} \text{ cargas/g})/(6{,}022 \times 10^{23}) = 0{,}0009181 \text{ mol}_{c(-)} \text{ g}^{-1}$$

Veja que a unidade é pequena e, para resolver isso, podemos considerar a quantidade de cargas por 1000 g de solo, ou por quilograma, que é mil vezes maior:

$$0{,}9181 \text{ mol}_{c(-)} \text{ kg}^{-1}$$

Para terminar, utilizamos o prefixo “centi” ou “c”, que indica multiplicação por 10^{-2}, chegando a

$$91{,}81 \text{ cmol}_{c(-)} \text{ kg}^{-1}$$

A unidade $cmol_{c(-)}\ kg^{-1}$ é efetivamente uma densidade de cargas por unidade de massa de solo. Se assumirmos que para um material com uma densidade de 1 kg dm^{-3} temos que 1 kg = 1 dm^3, podemos substituir a unidade de massa por volume, chegando à unidade $cmol_{c(-)}\ dm^{-3}$. Saiba, entretanto, que esta suposição quase nunca é válida exatamente, de modo que os solos podem assumir uma faixa de valores de densidade (consulte o próximo capítulo) e, ao assumir que 1 kg = 1 dm^3, estamos introduzindo erros na análise química do solo. A unidade $cmol_{c(-)}\ dm^{-3}$ é aquela utilizada nos laudos de análise química do solo, para classificação tanto do solo quanto de fertilidade. A capacidade de troca de cátions (CTC) é efetivamente a quantidade de cargas negativas disponíveis para retenção e troca de cátions em uma porção de solo. Antes de discutirmos análise química do solo, precisamos entender os mecanismos geradores de cargas no solo além da *substituição isomórfica* que ocorre na formação do mineral.

Como vimos, a substituição isomórfica é o principal mecanismo gerador de cargas em argilominerais de grade 2:1 no solo, principalmente no grupo da esmectita. Outro mecanismo que ocorre em minerais de argila são as *ligações quebradas*[17] nas arestas ou superfície dos minerais, expondo cargas não balanceadas. Como sabemos, todo silicato é composto de tetraedros de silício e, no caso dos argilominerais, temos ainda a folha octaédrica composta de octaedros de ferro, alumínio ou magnésio. No caso dos tetraedros, o cátion central está ligado a quatro oxigênios, e no caso dos octaedros o cátion central está ligado a seis hidroxilas. Caso o material seja fraturado em um plano onde as ligações são quebradas, teremos a exposição de cargas não balanceadas. Imagine, por exemplo, que uma das ligações Si-O dos tetraedros foi quebrada e que o lado com o oxigênio permaneceu na estrutura do mineral; isso fará com que uma carga negativa seja exposta na superfície ou próximo dela. A quantidade de cargas expostas por unidade de massa de material é ainda função da área superficial específica do material; quanto mais fino o material, ou

[17] Preferiu-se aqui ser fiel à tradução do termo em inglês *broken bonds*, visto que ligações quebradas podem ocorrer na superfície e não só em arestas quebradas.

seja, quanto mais argilosa a textura, maior a área superficial específica e maior a quantidade de cargas expostas, o que justifica em parte o fato de a fração argila controlar o comportamento químico dos solos.[18] Solos arenosos tendem a ser compostos por minerais primários que por si só tendem a ter substituição isomórfica muito baixa, o que, aliado à pequena área superficial específica, torna a fração mineral destes solos praticamente inerte do ponto de vista químico. Como vimos, a caulinita, apesar de ser um argilomineral, possui pouca substituição isomórfica e as cargas presentes nela tendem a ser resultado de ligações quebradas. Como as cargas provenientes de ligações quebradas são menos comuns que aquelas geradas por substituição isomórfica, solos ricos em caulinita tendem a ter baixa densidade de cargas. As cargas geradas por substituição isomórfica e nas ligações quebradas, excluindo os grupos hidroxila, como veremos a seguir, não variam seu sinal conforme a condição de pH do meio externo e são denominadas *cargas permanentes* ou não dependentes de pH.

As chamadas *cargas variáveis* ou dependentes de pH são resultantes de grupos hidroxila (OH) expostos principalmente nas superfícies dos óxidos. Estes grupos hidroxila possuem a propriedade de ganhar ou perder hidrogênios conforme o pH do meio varia. Em uma condição de pH baixo, existe um excesso de hidrogênios no meio e esse hidrogênio se liga à hidroxila gerando a protonação da superfície e uma superfície com excesso de carga positiva $M\text{-}OH^{2+}$. À medida que o pH aumenta, a razão entre hidrogênios e hidroxilas diminui até chegar a um ponto de equilíbrio; nesse ponto, o grupo hidroxila presente no metal sofre uma primeira desprotonação, gerando uma superfície neutra do ponto de vista eletroquímico $M\text{-}OH^{0}$ (Figura 10.1). Nessa condição, diz-se que o solo está no seu ponto de carga zero (PCZ) ou no ponto isoelétrico (PIE)[19] e o pH em que isso ocorre é o pH do PCZ ou PIE.

[18] Em conjunto com a matéria orgânica coloidal.

[19] Não cabe neste material a discussão sobre as diferenças entre os pontos de carga zero e ponto isoelétrico. O leitor interessado na discussão pode consultar os livros de Essington e Sposito para uma análise mais aprofundada.

Note que o pH de neutralidade eletrostática não é 7,0 e depende da composição do solo. Cada óxido possui um pH de PCZ diferente, sendo que as frações orgânicas coloidais e materiais compostos por sílica também possuem grupos superficiais reativos e o pH PCZ do solo depende das proporções destes materiais (Tabela 10.1). Algumas frações orgânicas, sílica e quartzo tendem a ter pHs de PCZ muito baixos, enquanto óxidos de ferro e alumínio possuem valores elevados, de modo que a presença de óxidos nos solos tende a deslocar o PCZ para pHs mais elevados. Estes solos sob condições naturais, com pHs na faixa de 4,0 a 5,0, tendem a ser eletropositivos, ou seja, possuem carga residual positiva.

Tabela 10.1: Valores de pH no ponto de carga zero de minerais comuns nos solos

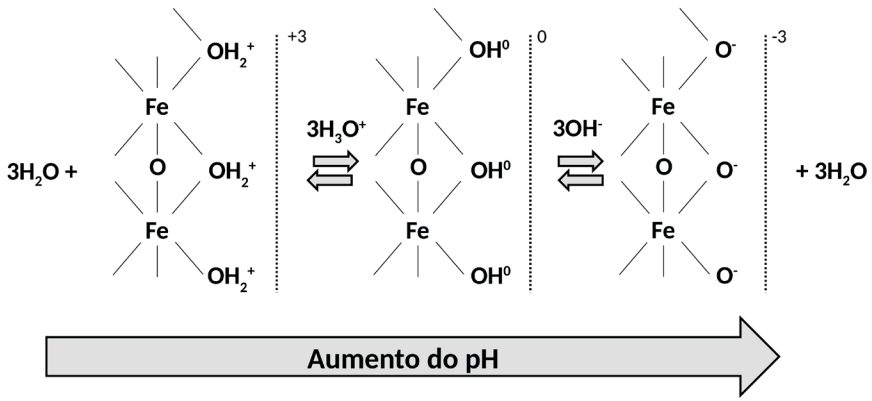
Mineral	pH no PCZ
Quartzo	2,9
Sílica amorfa	3,5
Caulinita	4,7
Hematita	8,5
Gibbsita	8,9
Goethita	9,0

Fonte: Essington (2003).

Em pHs mais elevados, em que existe excesso de OH no meio externo, o grupo hidroxila da superfície do metal perde hidrogênio, de modo a manter o equilíbrio químico com o meio. Este processo chamado desprotonação gera um excesso de carga negativa na superfície $M\text{-}O^-$. As superfícies protonadas a baixos pHs tendem a ter excesso de carga positiva, gerando ou aumentando a capacidade de troca de ânions (CTA), enquanto o excesso de cargas negativas na superfície contribui para a CTC (Figura 10.1). A CTA ou eletropositividade em geral é vista como uma característica deletéria dos solos oxídicos nos trópicos, e a correção do solo via

calagem tende a gerar desprotonação e aumento de cargas negativas. O excesso de cargas positivas gera problemas como adsorção específica de fosfato, gerando formas indisponíveis para as plantas, e lixiviação de cátions, em que ambos os processos são prejudiciais em sistemas agrícolas.

Figura 10.1: Protonação e desprotonação de superfície de um óxido de ferro genérico em resposta à variação do pH do meio externo



Fonte: elaborado pelo autor com base em Parks e Bruyin (1962).

A CTC total de um solo é então a soma das cargas negativas permanentes e variáveis na amostra. Solos menos intemperizados terão predominância de cargas permanentes enquanto solos oxídicos argilosos altamente intemperizados terão uma grande proporção de cargas variáveis. Outro ponto importante é que nesses solos a CTC residual será dependente do pH do meio; quanto maior o pH, maior a proporção de cargas negativas. A CTC representa o total de cargas negativas por unidade de massa ou volume em solo. Estas cargas estão disponíveis para a adsorção de cátions e compostos eletropositivos. Na análise química do solo, os principais elementos carregados positivamente de interesse são o hidrogênio H^+ (também representado como H_3O^+), o alumínio Al^{3+} e as bases trocáveis Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+ e Na^+.

A adsorção, que é um fenômeno eletrostático em que os elementos são atraídos para a superfície dos coloides pela força de atração eletrostática, é controlada com base em valência, ou seja, com base em carga. Caso tivéssemos uma superfície com 12 cargas negativas, ela poderia ser ocupada por 4 Al^{3+}, ou 6 Mg^{2+}, ou 6 Ca^{2+}, ou 12 K^{+}, ou 12 Na^{+}. Veja que com isso o alumínio é retido com maior força de atração eletrostática do que cátions divalentes e monovalentes, enquanto os cátions monovalentes devem ser os mais facilmente deslocados da superfície por processos de troca. Em solos reais, as superfícies podem estar ocupadas por uma mistura de elementos. Os elementos H^{+} e Al^{3+} são a acidez e são vistos como prejudiciais em solos agrícolas, enquanto as bases Ca^{2+}, Mg^{2+} e K^{+} são essenciais para o desenvolvimento das culturas e são fornecidas na forma de fertilizantes e calcário agrícola. O Na^{+}, apesar de ser uma base trocável, pode ser tóxico para a maioria das plantas em quantidades não muito elevadas e, portanto, não é um elemento benéfico para a grande maioria das culturas.

10.2 Análise química do solo

Podemos agora, então, definir alguns parâmetros importantes para a análise química do solo, utilizados tanto na análise da fertilidade do solo quanto na classificação dos solos.

Soma de Bases (SB)

É a soma das bases trocáveis ocupando as superfícies carregadas negativamente no solo.

$$SB = Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^{+} + Na^{+} \qquad \text{(Equação 10.1)}$$

É reportada em $cmol_c\ dm^{-3}$ ou unidades equivalentes $cmol_c\ kg^{-1}$, $mmol_c\ dm^{-3}$ etc. Apesar de ser possível a presença de outros cátions no complexo de troca, o cálcio,

magnésio e potássio são os mais comuns. O sódio aparece com menor frequência e ocasionalmente é indicado entre parênteses nos livros e manuais de adubação.

CTC efetiva (CTC_{ef})

É a capacidade de troca de cátions determinada em laboratório no pH em que a amostra se encontrava no solo, ou seja, sem correção de pH. A CTC efetiva é tecnicamente sempre menor que a CTC potencial em solos oxídicos altamente intemperizados em condições naturais. A CTC_{ef} é dada pela soma de bases ocupando a superfície mais o alumínio trocável, que é um elemento tóxico à maioria das culturas e associado à acidez do solo. Conforme vimos no capítulo sobre intemperismo e formação do solo, o Al^{3+} tem a capacidade de quebrar a molécula de água gerando hidrogênios livres e, portanto, reduzindo o pH do meio.

$$CTC_{ef} = Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^{+} + Na^{+} + Al^{3+} = SB + Al^{3+} \qquad \text{(Equação 10.2)}$$

onde a unidade é a mesma que no caso da soma de bases, $cmol_c\ dm^{-3}$ ou equivalente.

CTC_{pot} potencial (T ou CTC_{pot})

É a capacidade de troca de cátions determinada em laboratório elevando o pH da solução de solo para um valor acima do pH da maioria dos solos naturais. Na maioria dos casos, o pH é elevado para 7,0, em que ocorre desprotonação e geração de cargas negativas nos solos oxídicos. Nesse caso, ocorrem detecção e quantificação de cargas ocupadas não só pelas bases trocáveis e pelo alumínio, mas também pelo H^{+}.

$$CTC_{pot} = Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^{+} + Na^{+} + (H + Al^{3+}) = SB + (H + Al^{3+}) \qquad \text{(Equação 10.3)}$$

onde a unidade é a mesma da CTC_{ef}. A maioria dos livros e manuais representa o hidrogênio mais alumínio entre parênteses.

Saturação por Bases (V)

A saturação por bases é a proporção da CTC_{pot} ocupada por bases trocáveis e é normalmente representada em porcentagem.

$$V = \frac{SB}{CTC_{pot}} \ x \ 100 \qquad \text{(Equação 10.4)}$$

A saturação por bases tem um importante papel na definição de classes de solos no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos e em outros sistemas taxonômicos. Solos com saturação por bases menor que 50% (V < 50%) são chamados de *distróficos*, enquanto solos com saturação por bases maior ou igual a 50% (V ≥ 50%) são chamados de *eutróficos*. Solos eutróficos são em geral associados a maior fertilidade natural, enquanto solos distróficos são considerados mais pobres do ponto de vista químico. Assim, um Latossolo Vermelho distrófico é um solo com horizonte B latossólico, e matiz 2,5YR ou mais vermelho e V < 50% na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA). A saturação por bases é ainda um importante critério para a distinção da ordem dos Chernossolos, onde o horizonte A chernozêmico que define a ordem deve ter uma saturação por bases maior ou igual a 65% (V ≥ 65%), em que as bases devem ser predominantemente cálcio e magnésio. Excesso de sódio deriva de um processo específico e, portanto, gera um solo completamente distinto.

Saturação por Sódio ou Porcentagem de Sódio Trocável (PST)

A saturação por sódio ou porcentagem de sódio trocável é a proporção da CTC_{pot} ocupada por sódio trocável.

$$PST = \frac{Na^+}{CTC_{pot}} \ x \ 100 \qquad \text{(Equação 10.5)}$$

A saturação por sódio é importante na definição de certas classes de solos e nos caráteres sódico (PST ≥ 15%) e solódico (6 ≤ PST < 15%).

Atividade da Fração Argila (T_{arg} ou CTC_{arg})

A atividade da fração argila é a CTC_{pot} da fração argila e é dada por

$$CTC_{arg} = \frac{CTC_{pot}\ (cmol_c\ kg^{-1})}{Argila\ (g\ kg^{-1})}\ x\ 1000 \qquad \text{(Equação 10.6)}$$

A atividade da fração argila é utilizada para indicar solos com argila de atividade alta (Ta) onde a $CTC_{arg} \geq 27$ $cmol_c\ kg^{-1}$ de argila, e de argila de atividade baixa (Tb) onde $CTC_{arg} < 27$ $cmol_c\ kg^{-1}$ de argila. Em geral, solos de argila de atividade alta devem ter maior proporção de argilominerais 2:1, representada pela maior CTC da fração. A atividade da fração argila é ainda um importante critério de distinção de ordens de solo, em que o horizonte B latossólico da ordem dos Latossolos deve ter uma $CTC_{arg} < 17$ $cmol_c\ kg^{-1}$ sem correção para carbono.

Saturação por Alumínio

É a proporção da CTC efetiva saturada por alumínio, sendo apresentada em porcentagem.

$$m = \frac{Al^{3+}}{CTC_{ef}}\ x\ 100 \qquad \text{(Equação 10.7)}$$

Este critério, juntamente com a saturação por bases e conteúdo de alumínio extraível, é utilizado para determinar o caráter alumínico no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Para o caráter alumínico é requerido $Al^{3+} \geq 4$ $cmol_c\ kg^{-1}$ e $m \geq 50\%$ e/ou $V < 50\%$

pH

O pH em análises químicas do solo pode ser determinado utilizando um pHmetro com eletrodo em laboratório, o que pode ser feito em solução de solo e água, solução de solo, água e $CaCl_2$ ou solução de solo, água e KCl, sendo esta última requerida em análise química do solo para fins de classificação, para determinação do caráter ácrico. Para enquadramento no caráter ácrico, é exigido $SB + Al^{3+} \leq 1{,}5$ $cmol_c\ kg^{-1}$ e pH KCl 1 mol $L^{-1} \geq 5{,}0$ ou $\Delta pH = pH\ KCl - pH\ H_2O$ positivo ou nulo.

O caráter êutrico é outro que depende do valor de pH, mas apenas em água, nesse caso, requerendo SB ≥ 2,0 $cmol_c\ kg^{-1}$ e pH em H_2O ≥ 5,7.

Os chamados caráteres são atributos diagnósticos utilizados como critérios de distinção de classes de solos no sistema brasileiro e adaptados de outros sistemas como o americano, o *Soil Taxonomy*, sendo os discutidos anteriormente os que utilizam critérios químicos. Diversos outros atributos diagnósticos são listados no Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (SANTOS *et al*., 2018), utilizando critérios físicos como a textura (mudança textural abrupta, relação silte/argila etc.), a cor (caráter crômico, caráter ebânico, caráter rúbrico etc.), dentre outros.

Carbono Orgânico e Matéria Orgânica

O carbono orgânico, como discutimos anteriormente, diferencia material mineral de material orgânico, sendo que solos, horizontes ou camadas orgânicos devem possuir carbono orgânico igual ou superior a 80 g de carbono orgânico por quilograma de solo (80 g $C_{org}\ kg^{-1}$) na fração menor que 2 mm, enquanto solos minerais devem ter valores inferiores a 80 g $C_{org}\ kg^{-1}$. Muitas vezes é mais fácil raciocinar em termos de matéria orgânica do solo, sendo a relação empírica para conversão

$$\text{Matéria Orgânica (g kg}^{-1}) = 1{,}724 \times \text{Carbono Orgânico (g C}_{org}\ \text{kg}^{-1}) \quad \text{(Equação 10.8)}$$

A mesma relação é válida para conversão do carbono orgânico em porcentagem para a matéria orgânica em porcentagem.

Relações Moleculares ou Índices de Intemperismo

As relações moleculares não são características químicas do solo propriamente ditas, uma vez que elas servem para quantificar as proporções de silício, ferro e alumínio nos minerais secundários presentes no solo, expressas nas formas dos óxidos SiO_2, Fe_2O_3 e Al_2O_3. Note que as proporções dos óxidos determinadas não correspondem às quantidades dos minerais de fórmula análoga, sendo apenas uma forma de expressão das quantidades totais dos elementos. A mineralogia

quantitativa, ou seja, a determinação das quantidades em base massa de espécies minerais requer técnicas específicas como, por exemplo, aplicações específicas da difratometria de raios-X ou a análise térmica diferencial. As relações moleculares são em geral determinadas pela dissolução da amostra em ácido sulfúrico concentrado em método comumente chamado de "ataque sulfúrico" na literatura. Além de ferro, silício e alumínio, o método pode ser utilizado para determinar titânio. Uma vez determinadas as quantidades dos óxidos em porcentagem, os índices de intemperismo Ki e Kr são calculados dividindo as proporções de cada óxido pela sua massa molecular. A massa molecular pode ser facilmente calculada utilizando a tabela periódica dos elementos (Anexo 1). Assim, o índice Ki é a relação entre os conteúdos de SiO_2 e Al_2O_3 determinados pelo método do ataque sulfúrico:

$$Ki = \frac{\left[\frac{\%SiO_2}{60{,}0835}\right]}{\left[\frac{\%Al_2O_3}{101{,}960078}\right]} \qquad \text{(Equação 10.9)}$$

Como sabemos, o intemperismo tende a promover a perda de sílica, de modo que solos mais intemperizados apresentarão menos SiO_2 e, portanto, menor índice Ki. Outro índice comumente apresentado nos laudos de análise mineralógica é o índice Kr:

$$Kr = \frac{\left[\frac{\%SiO_2}{60{,}0835}\right]}{\left[\frac{\%Al_2O_3}{101{,}960078}\right]+\left[\frac{\%Fe_2O_3}{159{,}687}\right]} \qquad \text{(Equação 10.10)}$$

que também está relacionado ao grau de intemperismo do solo.

10.3 Exemplo de cálculo

Exemplo 10.1 Interpretação de análise química do solo para fins de classificação.

A tabela a seguir apresenta resultado de uma análise química e física do solo para fins de classificação de um horizonte de subsuperfície de um solo avermelhado de área plana em vegetação de cerrado. Responda o que se pede.

a) O horizonte é mineral ou orgânico?
b) O horizonte é eutrófico ou distrófico?
c) O horizonte pode ser ácrico?
d) O horizonte pode ser êutrico?
e) O horizonte é Ta ou Tb?
f) O horizonte é solódico ou sódico?
g) O horizonte é alumínico?
h) Com base nos cálculos anteriores, quais indícios você identifica de que o solo tenha sido formado por latolização?

pH H_2O	pH KCl	M.O.	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	Al^{3+}	$H^+ + Al^{3+}$
		g kg^{-1}	$cmol_c$ kg^{-1}					
5,5	5,2	1,8	0,05	0,10	0,03	0,00	0,06	2,50

Argila	Silte	Areia
g kg^{-1}		
800,0	100,0	100,0

Solução:

a) Para determinar a quantidade de carbono orgânico, basta isolar a variável na Equação 10.8.

Carbono Orgânico (g C_{org} kg^{-1}) = Matéria Orgânica (g kg^{-1})/1,724

= 1,8/1,724 = 1,04 g C_{org} kg^{-1}

de onde se conclui que o horizonte não é orgânico, uma vez que C_{org} < 80 g kg^{-1}.

b) Calculamos a saturação por bases

$V = SB /(SB + (H^+ + Al^{3+})) = SB/CTC_{pot} \times 100$

$= (0,05 + 0,1 + 0,03) / (0,05 + 0,1 + 0,03 + 2,5) \times 100 = 6,7\%$

Logo, o horizonte é distrófico, uma vez que V < 50%.

c) Para o caso do horizonte ácrico, verificamos que a soma de bases mais o Al^{3+} *deve ser menor ou igual a 1,5* $cmol_c\ kg^{-1}$

$SB + Al^{3+} = 0,05 + 0,10 + 0,03 + 0,06 = 0,24\ cmol_c\ kg^{-1}$

e o pH em KCl deve ser maior ou igual a 5,0 ou o ΔpH positivo ou nulo, de modo que

$\Delta pH = 5,2 – 5,5 = -0,30$

Como o critério da soma de bases e alumínio e o critério do valor do pH em KCl são atendidos, o horizonte é ácrico.

d) O horizonte não atende nenhum dos requisitos para êutrico. A soma de bases é menor que 2,0 $cmol_c\ kg^{-1}$ *e o pH em* H_2O *é menor que 5,7.*

e) A atividade da fração argila é calculada a partir da granulometria do solo. Nesse caso, a proporção de argila do horizonte é 800 g de argila por quilograma de solo, de modo que, utilizando a Equação 10.6, temos

$CTC_{arg} = CTC_{pot} \times 1000 / \text{conteúdo de argila}$

$= SB + (H^+ + Al^{3+}) \times 1000 / \text{conteúdo de argila}$

$= (0,05 + 0,1 + 0,03 + 2,5) \times 1000 / 800 = 3,35\ cmol_c\ kg^{-1}$

O solo é Tb, pois a atividade da argila é menor que 20 $cmol_c\ kg^{-1}$ *de argila.*

f) Não foi verificada presença de sódio nos resultados da análise, logo o solo não possui caráter sódico ou solódico.

g) O alumínio extraível foi de 0,06 $cmol_c\ kg^{-1}$*, inferior ao critério para o caráter alumínico de* $Al^{3+} \geq 4,0\ cmol_c\ kg^{-1}$*, logo o solo não possui caráter alumínico.*

h) O solo possui baixa fertilidade natural e baixa atividade da fração argila, estando dentro dos limites que definem o horizonte B latossólico. A baixa saturação por bases, baixo conteúdo de matéria orgânica e elevada presença de acidez, aliados à descrição de solo vermelho sob cerrado e relevo plano, são fortes indícios

de que se trate de um Latossolo, porém não é possível fazer esta afirmação sem uma análise morfológica incluindo avaliação da estrutura e textura do horizonte em questão e horizontes adjacentes, visto que a presença de gradiente textural ou cerosidade poderia enquadrar o solo em outra classe.

Referências

ESSINGTON, M. E. *Soil and water chemistry:* an integrative approach. Boca Raton: CRC Press, 2003. 534 p.

GAST, R. G. Soil and Colloid Chemistry. *In*: DIXON, J. B; WEED, S. B. (org.). *Minerals in soil environments.* Madison: SSSA Book Series, Soil Science Society of America, 1977, cap. 2. p. 27-73.

GRIM, R. E. *Clay mineralogy*. New York: McGraw-Hill, 1953. 384 p.

PARKS, G. A.; BRUYIN, P. L. The zero point of charge of oxides. *Journal of Physical Chemistry*, v. 66, n. 6, p, 967-973, 1962.

SANTOS, H. G. dos; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. dos; OLIVEIRA, V. A. de.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M.R.; ALMEIDA, J. A. de.; ARAÚJO FILHO, J. C. de; OLIVEIRA, J. B. de; CUNHA, T. J. F. *Sistema brasileiro de classificação de solos.* 5. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, 2018. 356 p.

SPOSITO, G. *The surface chemistry of soils.* Oxford: Oxford University Press, 1984. 234 p.

SPOSITO, G. *The chemistry of soils.* Oxford: Oxford University Press, 1989. 277 p.

Física do solo

11

A física do solo trata da avaliação, estudo, interpretação e aplicação de uma série de *propriedades físicas do solo*, tanto no campo quanto no laboratório, bem como a avaliação do comportamento físico do solo em diferentes condições. Como em cada um dos demais campos do conhecimento discutidos neste material, a física do solo em si é uma área muito ampla e possui uma vasta literatura com diferentes profundidades de abordagem, desde a abordagem geral apresentada em livros introdutórios de ciência do solo até áreas de grande complexidade matemática e computacional, como nas interfaces com a dinâmica de fluidos computacional, a física e a matemática aplicadas. Trataremos aqui apenas de propriedades relativamente estáticas do solo utilizadas para caracterização do meio e não das dinâmicas de matéria e energia geralmente estudadas em física do solo avançada.

Ligando agora a física do solo com a análise morfológica a campo, é possível ao final do trabalho de descrição de perfil do solo no campo a coleta de amostras de solo para complementação do trabalho de descrição por meio de análises laboratoriais. As análises coletadas se subdividem em dois tipos: amostras deformadas e amostras indeformadas. Nas amostras deformadas não há preocupação em manter a estrutura do solo como ela existe no campo, ou seja, a agregação e o espaço poroso não são mantidos; a amostra é coletada utilizando uma pá, trado ou enxada e acondicionada sem manutenção da estrutura. Já no caso das amostras chamadas indeformadas procura-se manter, tanto quanto possível, a estrutura do solo como

ela se encontra no campo. Na realidade, nenhuma amostra representa exatamente a condição do campo, pois só o ato de retirar a amostra já causa alguma alteração no sistema, mas as amostras indeformadas, se forem coletadas com bastante cuidado, podem ser uma boa aproximação da condição do campo. As amostras indeformadas podem ser coletadas utilizando ferramentas específicas, como um trado para remoção de amostras indeformadas (Figura 11.1), ou pela escavação cuidadosa do solo para retirada de um torrão, que pode ser acondicionado em uma caixa de paredes rígidas ou semirrígidas, como uma caixa de Kubiena, ou podem ainda ser envoltas em um material que endureça e proteja a estrutura do solo, como uma resina ou parafina. Nesses casos, o material coletado possuirá um volume definido e a partir deste volume podemos definir uma série de variáveis.

Figura 11.1: Coleta de solos utilizando trado para amostras indeformadas (esquerda) e anel interno retirado com o auxílio do trado (direita) (Campo Grande-MS)

Análise dimensional

Antes de procedermos com a apresentação das propriedades físicas do solo determinadas com mais frequência na caracterização do solo, é importante fazermos algumas considerações com respeito à análise dimensional. Como sabemos, as grandezas físicas podem ser representadas em mais de um sistema de unidades. A temperatura, por exemplo, pode ser representada em Celsius (°C), Fahrenheit (°F) ou Kelvin (K), e a massa em gramas (g), quilogramas (kg) ou libras (lb). Apesar de o sistema internacional de unidades convencionar a apresentação de unidades indicando o peso em quilogramas, o comprimento em metros, a temperatura em Kelvin e o tempo em segundos, muitas vezes esta apresentação não é conveniente, ou não é utilizada por fatores históricos. Quando se deseja apresentar a grandeza de uma determinada medida independentemente da adoção de um dado sistema de unidades, pode-se utilizar uma descrição mais geral e simplificada com três grandezas apenas, a massa [M], o comprimento [L] e o tempo [T]. A análise dimensional é muito importante não só para apresentarmos propriedades físicas sem referência a um sistema de unidades, mas para a checagem de consistência de unidades em grandezas caracterizadas por relações entre medidas. A velocidade de um corpo pode então ser representada em m s^{-1}, km h^{-1}, milhas h^{-1}, só para citar alguns exemplos, mas todas essas unidades podem ser resumidas a um comprimento por unidade de tempo, representado como [L/T] ou [L T^{-1}]. No caso de área e volume, basta utilizarmos a dimensão apropriada nas unidades de comprimento, ou seja, a área nada mais é do que o produto dos comprimentos dos lados L x L, com unidades de [L^2], enquanto o volume é o produto de três dimensões L x L x L no sistema cartesiano, ou seja, [L^3]. Com isso, podemos apresentar as propriedades físicas do solo de forma genérica, a princípio, sem grande dependência de um sistema de unidades.

11.1 Densidades, umidades e porosidade total do solo

Volume Total de Solo

Em primeiro lugar, para os cálculos das propriedades físicas do solo é necessário conhecer o volume de solo amostrado. Este volume total, incluindo a fase sólida e os espaços vazios, corresponde ao volume total amostrado.

$$V_t = V_v + V_s$$

em que V_t é o volume total, V_v é o volume de vazios ou poros e V_s é o volume de sólidos, todos em unidades de [L^3], usualmente cm^3 ou m^3. No caso da caixa de Kubiena, o volume amostrado é o volume de um cubo ou paralelepípedo,

$$V_t = L_1 \, x \, L_2 \, x \, L_3$$

em que L_1, L_2 e L_3 são as dimensões dos lados do cubo em [L], usualmente cm ou m. No caso de um anel volumétrico (Figura 11.1), o volume total de solo é o volume do cilindro dado por

$$V_t = \pi r^2 h = \pi \frac{d^2}{4} h \qquad \text{(Equação 11.1)}$$

uma vez que r = d/2. Nestas fórmulas, π = 3,141592..., d é o diâmetro interno [L], r é o raio [L] e h é a altura [L] do anel volumétrico.

Densidade do Solo

Densidade do solo é a massa de solo seco por unidade de volume total do solo, incluindo poros

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_t} \qquad \text{(Equação 11.2)}$$

em que ρ_s = densidade do solo [$M\ L^{-3}$], m_s = massa de solo seco em estufa [M]. A densidade é frequentemente representada como Ds, mas escolhemos aqui utilizar

a letra grega rô (ou *rho)*, ρ, para as densidades por razões históricas. O Anexo 2 apresenta o alfabeto grego.

Para calcular a $\rho_{s,}$ uma amostra de solo indeformada (mantém a estrutura do campo) é coletada utilizando um amostrador que retira um cilindro metálico com solo dentro (Figura 11.1). Este cilindro é seco em estufa a 105 °C por, pelo menos, 24h a 48h e a massa de solo seco é determinada como: [(massa de solo seco + cilindro) – massa do cilindro], sendo a massa do cilindro obtida após a retirada do solo e limpeza do cilindro. O volume total do solo é equivalente ao volume do cilindro, se a amostragem foi feita corretamente, ou seja, sem deixar espaços vazios indesejados, ou "buracos", dentro do cilindro, nem excesso de solo fora do volume interno do cilindro. Deve-se utilizar um paquímetro (medidor de precisão) para medir a altura (h) e o diâmetro interno (d) do cilindro.

Para a grande maioria dos solos, a densidade estará na faixa de 0,8-1,7 g cm^{-3}. Solos mais arenosos tendem a ser mais densos, uma vez que as partículas de areia são sólidas, enquanto para solos argilosos os agregados compostos de partículas de argila e silte, mas de tamanho correspondente à fração areia, são porosos. No caso de solos altamente intemperizados, oxídicos e de textura argilosa, densidades baixas podem ser observadas, na faixa de 0,9-1,0 g cm^{-3}, devido à formação de grumos (microagregados) de tamanho muito pequeno em uma estrutura de empacotamento mais aberto. Solos de constituição orgânica podem ter densidades mais baixas ainda, enquanto solos argilosos em condição dispersa, como no caso dos horizontes subsuperficiais de solos salinos e sódicos, e solos severamente compactados, podem ter densidades próximas àquelas esperadas para solos arenosos ou mais altas. A densidade do solo pode ser expressa em kg m^{-3}, em que 1 g cm^{-3} = 1000 kg m^{-3}. Alguns materiais utilizam ainda a unidade megagrama por metro cúbico, Mg m^{-3}, que equivale a 10^6 g m^{-3} ou 1 tonelada por m^3, que é numericamente equivalente a g cm^{-3}, ou seja, 1 g cm^{-3} = 1 Mg m^{-3}.

A densidade do solo é muito sensível ao uso e manejo do solo, sendo o processo de aumento da densidade do solo causado por essas ações a *compactação*

do solo. A compactação é um importante processo na degradação e perda de solos agrícolas e pode ser causada pelo uso inadequado, incluindo tráfego de máquinas ou de animais, associado ou não ao manejo inadequado da fertilidade do solo.

Densidade de Partículas

Densidade de partículas representa a densidade das partículas individuais, e é equivalente a uma média da densidade de todas as partículas presentes na amostra de solo: areia, silte e argila, e de suas diferentes mineralogias e composições. No seu cálculo, os poros não são inclusos. Deve ser maior do que a densidade do solo e seus valores devem sempre estar na faixa de 2,5-2,7 g cm^{-3} ou 2500-2700 kg m^{-3} para a maioria dos solos minerais.

$$\rho_p = \frac{m_s}{V_p} \qquad \text{(Equação 11.3)}$$

onde ρ_p = densidade de partículas [M L^{-3}], m_s = massa de solo seco em estufa [M] e V_p = volume ocupado pelas partículas [L^3].

Para calcular a ρ_p é necessário o uso de métodos indiretos de laboratório como o método do balão volumétrico, ou o do picnômetro, ou equipamentos mais sofisticados. O método mais simples é o do balão volumétrico, mas ele é válido apenas para amostras maiores e de materiais de textura mais grossa, como areia, fragmentos de rocha e cascalhos. Para materiais de solo de textura mais fina é recomendado o método do picnômetro.

Porosidade Total do Solo

É a porção do volume total do solo não ocupada por sólidos (ocupada por poros, ou seja, espaços vazios que, por sua vez, podem ser ocupados por ar ou água). A porosidade total é determinada na amostra indeformada (cilindro). A porosidade total (ϕ ou PT) é calculada como

$$\phi = 1 - \frac{\rho_s}{\rho_p} \qquad \text{(Equação 11.4)}$$

onde ρ_s é a densidade do solo [M L^{-3}], ρ_p é a densidade de partículas [M L^{-3}] e ϕ é a porosidade total do solo em [L^3 L^{-3}]. Note que as unidades não se cancelam, elas representam cm^3 de poros por cm^3 de solo, no caso de utilizarmos cm^3. Outro ponto importante é que nesses casos em que a razão é entre unidades iguais, existe equivalência numérica entre os valores para diferentes sistemas; assim, uma porosidade de 0,5 cm^3 cm^{-3} = 0,5 m^3 m^{-3}. Nesse caso, é preciso atentar para a consistência de unidades: caso as densidades estejam sendo apresentadas em kg m^{-3}, a porosidade total deve ser apresentada em m^3 m^{-3}.

Umidade Gravimétrica do Solo (Base Massa)

É a quantidade de água presente em uma amostra coletada no campo em base massa, ou seja, a massa de água presente em uma determinada massa de solo seco. A umidade gravimétrica pode ser determinada em amostras deformadas ou indeformadas. A umidade gravimétrica é representada como θ_g.

$$\theta_g = \frac{m_a}{m_s} \qquad \text{(Equação 11.5)}$$

onde θ_g é a umidade gravimétrica do solo [M M^{-1}] (notar novamente que as unidades não se cancelam, pois são gramas de água por grama de solo seco), m_a é a massa de água, calculada como [massa de solo úmido (m_{su}) – m_s], e m_s é a massa de solo seco em estufa. A umidade gravimétrica pode ser calculada tanto em amostras de solo indeformadas como em amostras deformadas. Em ambos os casos, o método mais simples de ser utilizado é o método da secagem em estufa. Para determinar a umidade em base massa, o solo é coletado e imediatamente pesado em balança de precisão, ou acondicionado em recipiente impermeável, ou embalado em filme plástico para evitar a perda de água, e transportado ao laboratório. No laboratório, o solo é desembalado, pesado em balança de precisão e seco em estufa a 105 °C, por um período de, pelo menos, 24h a 48h, dependendo das características do solo. Em seguida, deixa-se o solo esfriar em dessecador para evitar a reabsorção de água do ar, e pesa-se novamente. A diferença de massa entre o solo úmido e o solo seco

em estufa é a massa de água (m_a). A massa de solo seco é a massa do solo após a secagem em estufa, descontando-se a massa de recipientes como o anel ou lata de coleta, ou seja, a tara. No caso da amostra indeformada, a massa a ser descontada é aquela do cilindro em que ele foi coletado.

Umidade Volumétrica do Solo (Base Volume)

É o volume de água presente em uma amostra coletada no campo em base volume, ou seja, o volume de água presente em um determinado volume de solo. Só pode ser determinada em amostras indeformadas (cilindro). A umidade volumétrica é representada como θ_v.

$$\theta_v = \frac{V_a}{V_t} \qquad \text{(Equação 11.6)}$$

onde θ_v é a umidade volumétrica do solo [$L^3\,L^{-3}$], V_a = volume de água [L^3] e V_t = volume total de solo [L^3]. Como é difícil medir o volume de água diretamente, a θ_v é calculada a partir da densidade do solo e da densidade da solução do solo (assumindo que seja água).

$$\theta_v = \frac{\rho_s}{\rho_a}\frac{m_a}{m_s} \qquad \text{(Equação 11.7)}$$

onde ρ_a = densidade da água [$M\,L^{-3}$]. Assumindo que a densidade da água é igual a 1,0 g cm^{-3} e substituindo $m_a/m_s = \theta_g$, temos a forma simplificada para cálculo da θ_v.

$$\theta_v = \rho_s \theta_g \qquad \text{(Equação 11.8)}$$

A umidade volumétrica sempre é menor que 1,0 $cm^3\,cm^{-3}$ ou 1,0 $m^3\,m^{-3}$, diferentemente da umidade gravimétrica, que pode superar 1,0 g g^{-1} em solos muito porosos e orgânicos. Note que a Equação 11.8 não é válida no caso de cálculos em kg e m^3, uma vez que a densidade da água, nesse caso, é próxima de 1000 kg m^{-3}.

11.2 Distribuição granulométrica do solo

Vimos no capítulo sobre morfologia do solo que a textura pode ser estimada a campo pelo método do tato. Apesar de ser um método prático e rápido, a determinação a campo requer experiência e treinamento extensivos para obter certo grau de precisão. Ainda assim, mesmo que o método de campo conseguisse aproximar bem as classes de textura, ele continuaria sendo um método qualitativo, ou seja, são dados apenas nomes para as classes de textura. Na caracterização dos solos, muitas vezes são requeridos valores numéricos das proporções de argila, silte e areia. Estas aproximações podem ser obtidas utilizando métodos de laboratório como o peneiramento, e a sedimentação em meio aquoso. Apesar de os valores obtidos por esses métodos serem aproximações, dependentes das incertezas dos métodos laboratoriais utilizados, eles podem ser bastante úteis na caracterização do solo, na determinação de propriedades que dependem da textura, como cálculo de adubação, infiltração de água, potencial de lixiviação, no planejamento do uso e ocupação e no manejo do solo.

As classes de textura que potencialmente podem ser determinadas pelo tato no campo, e os intervalos numéricos que determinam cada uma delas, são representados na forma de um diagrama ternário chamado de triângulo textural na literatura (Figura 11.2). Nesse triângulo, cada eixo corresponde a uma porcentagem de uma fração granulométrica e, entrando com as porcentagens de argila, silte e areia, encontra-se um ponto correspondente a uma classe textural. Caso não tenha havido erro na análise granulométrica em laboratório, a soma de argila, silte e areia deve ser igual, ou muito próxima, a 100%, considerando uma precisão de no mínimo uma casa decimal. As proporções das frações argila, silte e areia são também expressas na unidade g kg^{-1}, ou seja, gramas de determinada fração por quilograma de solo. Sabendo que a porcentagem corresponde a gramas da fração por 100 g de solo ou g/100 g e que g kg^{-1} corresponde a g/1000 g, basta multiplicar unidade em porcentagem por 10 para obter a unidade em g kg^{-1}.

Para determinarmos a granulometria do solo, o método mais comum é baseado no princípio de que partículas sedimentando em um meio viscoso, como no caso da água, sedimentarão a diferentes velocidades terminais com base no seu diâmetro. Em outras palavras, a partícula rapidamente atinge uma velocidade constante, resultado do equilíbrio entre a força gravitacional que atrai a partícula em direção ao centro da Terra e as forças de empuxo e arrasto hidrodinâmico, que agem em direção contrária.

Quem chegou a uma solução da equação de Navier-Stokes para uma partícula esférica sedimentando em um meio viscoso em regime laminar (veja o Capítulo 4, Seção 4.2. Rochas Sedimentares) foi um dos maiores físicos e matemáticos do século XIX, Sir George Gabriel Stokes (1819-1903). Segundo a Lei de Stokes, a velocidade de sedimentação de partículas em meio aquoso é função do raio (ou diâmetro) das partículas (Equação 11.9). As partículas mais grossas (areia e silte) sedimentam-se mais rápido do que as partículas mais finas (argila). Assim, medindo-se a densidade da solução (massa por unidade de volume), pode-se estimar a massa de partículas em suspensão, e sabendo-se o tempo necessário para sedimentação das partículas através da Lei de Stokes, é possível saber quais tamanhos de partículas estarão em suspensão a cada tempo. A densidade da solução é medida utilizando-se um densímetro. Quanto mais densa for a solução (mais partículas em suspensão) mais o densímetro irá "flutuar", e quanto menos densa for a solução, mais ele irá "afundar", fornecendo então leituras diferenciadas em cada caso. No caso da ciência do solo, a escala de diâmetro de partículas é diferente daquela utilizada para sedimentos (Tabela 4.2, Capítulo 4). A escala de tamanho de partículas é similar àquela que já mencionamos quando discutimos minerais primários e secundários no Capítulo 5. Apresentamos agora a escala de tamanhos de partículas nos solos incluindo as frações mais grossas (maiores que areia) (Tabela 11.1).

Figura 11.2: Diagrama ternário para determinação da classe textural do solo (triângulo textural)

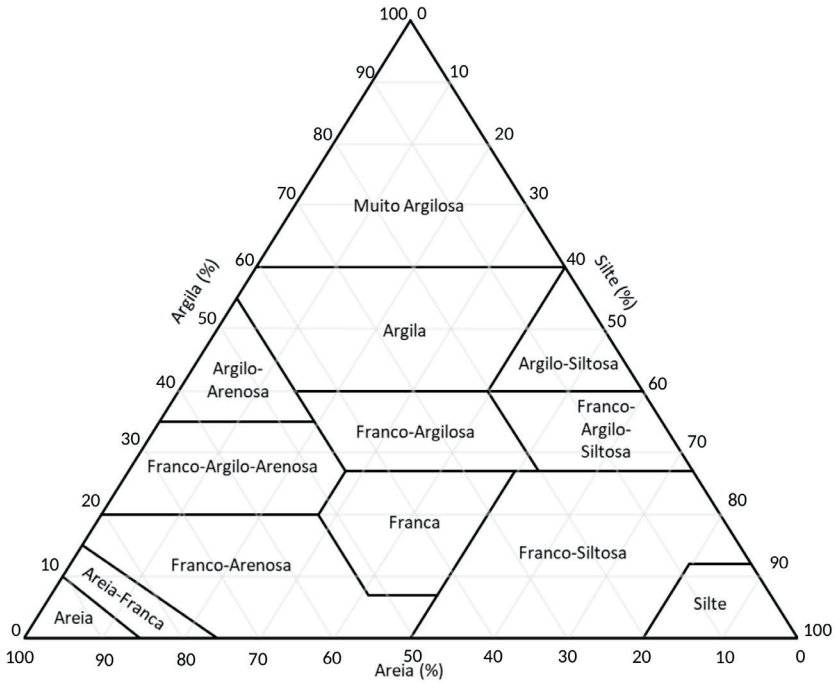


Tabela 11.1: Classes de tamanhos de partículas utilizados em ciência do solo

Fração	Diâmetro		
	µm	mm	cm
Matacão	> 200000	> 200,00	> 20
Calhau	20000-200000	20,00-200,00	2-20
Cascalho	2000-20000	2,00-20,00	0,2-2
Areia grossa	200-2000	0,20-2,00	0,02-0,2
Areia fina	50-200	0,05-0,20	0,005-0,02
Silte	2-50	0,002-0,05	0,0002-0,005
Argila	< 2	< 0,002	< 0,0002

Fonte: Santos *et al*. (2015).

$$v_s = \frac{2}{9}\frac{(\rho_s - \rho_{liq})gr^2}{\mu} \qquad \text{(Equação 11.9)}$$

Se, por conveniência, utilizarmos o sistema cgs (centímetros-gramas-segundos), teremos v_s = velocidade de sedimentação (cm s^{-1}), ρ_s = densidade das partículas (g cm^{-3}), ρ_{liq} = densidade do líquido onde as partículas sedimentam (g cm^{-3}), g = aceleração da gravidade (cm s^{-2}), r = raio da partícula (cm) e μ = viscosidade dinâmica da água (g cm^{-1} s^{-1}).[20]

Assim, em uma solução aquosa a 25 °C, com viscosidade de aproximadamente 0,009 poises (g cm^{-1} s^{-1}) e densidade de aproximadamente 1,0 g cm^{-3}, e assumindo g como 981 cm s^{-2}, a velocidade de sedimentação de partículas sólidas com densidade média de 2,65 g cm^{-3} é função do raio apenas, e pela Equação 11.9 temos:

Limite da fração areia (2 mm)	399,67** cm s^{-1} (Não realista!)
Limite da fração silte (0,05 mm)	0,2498 cm s^{-1}
Limite da fração argila (0,002 mm)	0,0003997 cm s^{-1}

O tempo necessário para sedimentar 10 cm:

Limite da fração areia (2 mm)	0,025** s (Não realista!)
Limite da fração silte (0,05 mm)	40,03 s
Limite da fração argila (0,002 mm)	25018,76 s (6,95h)

Note ainda que a profundidade do centro de massa do densímetro pode ser diferente de 10 cm, de modo que os tempos devem ser maiores do que os calculados anteriormente.

** A equação de Stokes considera fluxo laminar; para a velocidade de sedimentação da areia, o fluxo é turbulento e a equação de Stokes não é válida. Para outros regimes de fluxo, utiliza-se a equação geral

$$v_s = \sqrt{\frac{4g(\rho_s - \rho_{liq})d}{3C_d\rho_{liq}}} \qquad \text{(Equação 11.10)}$$

onde Cd é o coeficiente de arrasto hidrodinâmico.

[20] A unidade g cm^{-1} s^{-1} foi definida como poise.

Um dos métodos mais comuns para a determinação das frações granulométricas do solo em laboratório é o método do hidrômetro simplificado. O hidrômetro é um equipamento similar ao densímetro, mas é calibrado para medir a massa de partículas em suspensão ao invés da densidade. Neste método, uma fração de solo seca ao ar é dispersa em uma base forte, usualmente hidróxido de sódio (NaOH), e/ou hexametafosfato de sódio $(NaPO_3)_6$. O NaOH é tradicionalmente utilizado em solos tropicais de mineralogia oxídica, uma vez que o elevado pH desprotona os grupos hidroxila dos óxidos gerando cargas negativas que, ao serem saturadas por Na^+, um cátion de raio hidratado grande, geram forças repulsivas que, em concentrações ideais, mantêm as argilas dispersas. Entretanto, alguns estudos indicam que o NaOH sozinho pode não ser eficiente para todos os solos altamente intemperizados.

A dispersão química é combinada com a dispersão física para uma maior eficiência. A dispersão física tende a ser mais eficiente utilizando-se uma mesa agitadora reciprocante (movimento tipo vai e vem), onde as amostras são diluídas em uma pequena quantidade de água mais a solução dispersante e agitadas lentamente por até 16h. A agitação rápida por 10-15 minutos utilizando uma coqueteleira adaptada (*mixer*) também pode ser utilizada, mas tende a ser menos eficiente para solos argilosos com mineralogia oxídica. Após a agitação, o material é transposto para uma proveta de 1 L e o volume é completado com água destilada. Como a massa de solo dispersa inicialmente é em torno de 50 g, caso todas as partículas estivessem dispersas em solução, a concentração seria 50 g L^{-1}, e é exatamente isso que um hidrômetro leria. Sabemos, entretanto, que as partículas sedimentam caso não haja agitação da solução.[21] O método do hidrômetro toma proveito disso; agitamos a solução na proveta manualmente utilizando um bastão próprio para isso e, com base nos cálculos anteriores, a leitura do hidrômetro em torno de 40 s indicaria massa de argila e silte em suspensão, em g L^{-1}, e uma leitura em torno

[21] A argila coloidal muitas vezes não sedimenta por movimento termal e características eletroquímicas, mas isso vai além do escopo deste livro.

de 7h indicaria a argila em suspensão.[22] Como sabemos a massa inicial dispersa, as proporções de argila, silte e areia podem ser facilmente calculadas. Note que os tempos de sedimentação calculados são aproximações e dependem de fatores que devem ser medidos no experimento, como temperatura, ou aproximados, como a viscosidade e a densidade da solução.

11.3 Exemplos de cálculos

Exemplo 11.1 Densidade de partículas pelo método do balão volumétrico

20 g de material arenoso seco em estufa por 24h a 105 °C foi colocado em um balão volumétrico de 50 mL. O balão foi colocado abaixo de uma bureta contendo 50 mL de água desaerada e a água foi transferida para o balão até a marca de 50 mL. O volume de água gasto medido na proveta foi de 42,5 mL. Sabendo que 1 mL corresponde a um volume de 1 cm^3, calcule a densidade de partículas do material em g cm^{-3}.

Solução:

Sabemos que a massa de material arenoso seco utilizada no experimento é de 20 g, de modo que

$m_s = 20\ g$

Precisamos agora do volume ocupado pelas partículas para aplicarmos na Equação 11.3.

Ao transferirmos o material para o balão, as partículas sólidas ocuparão parte do volume quando se tentar preencher o balão com os 50 mL de água desaerada presentes na bureta. Em outras palavras, se o balão estivesse vazio, todo o volume da bureta seria transferido para o balão preenchendo-o com 50 mL de água desaerada

[22] Isso para um hidrômetro idealizado com centro de massa a 10 cm de profundidade. A rigor, a variação da profundidade do hidrômetro com o tempo também deveria ser levada em conta no cálculo.

até a marcação. Como existe solo no balão, o volume de água desaerada restante na bureta corresponde ao volume de partículas sólidas presente na amostra de material arenoso. Assim, o volume de partículas de material arenoso é dado pelo volume inicial da bureta menos o volume gasto para completar o balão

$V_p = V_{bureta} - V_{gasto}$

Se a bureta for de 50 mL, como indicado no problema, temos

$V_p = 50\ mL - 42{,}5\ mL = 7{,}5\ mL$

Como 1 mL = 1 cm³, temos

$V_p = 7{,}5\ cm^3$

E assim,

$$\rho_p = \frac{m_s}{V_p} = \frac{20\ g}{7{,}5\ cm^3} \approx 2{,}67 g\ cm^{-3}$$

Exemplo 11.2 Densidade do solo, porosidade total, umidade gravimétrica e umidade volumétrica

Foi coletada uma amostra indeformada no mesmo solo do exemplo anterior em um anel volumétrico de 5,0 cm de altura por 5,0 cm de diâmetro interno, utilizando um trado amostrador para amostras indeformadas. A amostra foi embalada em filme plástico e fita adesiva. Ao chegar ao laboratório, a amostra foi cuidadosamente desembalada, e o excesso de solo foi removido. Em seguida, a amostra foi pesada em balança de precisão revelando uma massa de 152,45 g. Após a secagem em estufa por 24h a 105 °C, a amostra foi novamente pesada, revelando uma massa de 125,32 g. Após a última pesagem, o solo foi removido do anel e o anel foi pesado, revelando uma massa de 32,5 g (tara). Com base nesses dados e considerando que a amostra indeformada é do mesmo solo e horizonte do solo no Exemplo 11.1, calcule a densidade do solo, porosidade total, umidade gravimétrica e umidade volumétrica.

Solução:

Em primeiro lugar precisamos saber o volume total de solo que corresponde ao volume do cilindro (ou anel volumétrico) utilizado na coleta. O anel possui altura h = 5,0 cm e diâmetro d = 5,0 cm, de modo que

$$V_t = \pi \frac{d^2}{4} h = 3{,}141592 \;\; x \;\; \frac{(5{,}0\ cm)^2}{4} \;\; x \;\; 5{,}0\ cm = 98{,}17\ cm^3$$

A massa de solo seco em estufa nesse caso deve ser a massa de solo contida no interior do anel. Assim, ela pode ser obtida subtraindo-se da massa obtida na segunda pesagem a massa do anel volumétrico ou tara

$$m_s = 125{,}32\ g - 32{,}5\ g = 92{,}82\ g$$

Temos agora condições de utilizar a Equação 11.2 para obter a densidade do solo

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_t} = \frac{92{,}82\ g}{98{,}17\ cm^3} = 0{,}95\ g\ cm^{-3}$$

A porosidade total é calculada utilizando a Equação 11.4, com base na densidade do solo calculada anteriormente e a densidade de partículas calculada no Exemplo 11.1.

$$\phi = 1 - \frac{\rho_s}{\rho_p} = 1 - \frac{0{,}95\ g/cm^3}{2{,}67\ g/cm^3} = 1 - 0{,}36 = 0{,}64\ cm^3\ cm^{-3}$$

Neste ponto, você deve estar desconfortável, pois análise dimensional revela que a porosidade total não tem unidades, ou seja, é uma grandeza adimensional. Seu raciocínio não deixa de estar correto, no entanto, convencionamos que apesar de ambas as massas nas densidades do solo e de partículas se referirem às massas das partículas sólidas, os volumes não se referem à mesma coisa. O volume na densidade de partículas é o volume das partículas sólidas, apenas, e o volume na densidade do solo é o volume total do solo, incluindo vazios (poros) e, assim, podemos fazer a análise da seguinte forma:

$$\phi = 1 - \frac{\rho_s}{\rho_p} = \frac{\rho_p - \rho_s}{\rho_p}$$

Escrevendo agora as grandezas e fazendo algumas manipulações algébricas

$$\phi = \frac{m_{solo}/v_{partículas} - m_{solo}/v_{total}}{m_{solo}/v_{partículas}} = \frac{m_{solo}}{m_{solo}}\left(\frac{1/v_{partículas} - 1/v_{total}}{1/v_{partículas}}\right) = \frac{1/v_{partículas} - 1/v_{total}}{1/v_{partículas}} =$$

Veja que a massa de solo foi cancelada, uma vez que se trata da mesma grandeza.

$$\frac{v_{partículas}}{v_{partículas}} - \frac{v_{partículas}}{v_{total}} = \frac{v_{partículas}v_{total} - v_{partículas}v_{partículas}}{v_{partículas}v_{total}} =$$

$$\frac{v_{partículas}}{v_{partículas}}\left(\frac{v_{total}}{v_{total}} - \frac{v_{partículas}}{v_{total}}\right) = \left(\frac{v_{total} - v_{partículas}}{v_{total}}\right)$$

Como o volume total menos o volume de partículas é o volume de vazios, temos

$$\phi = \frac{v_{vazios}}{v_{total}} = \frac{cm^3\ poros}{cm^3\ solo}$$

Para o cálculo da umidade em base massa, precisamos da massa de água e da massa de solo seco já calculada para a obtenção da densidade do solo. A massa de água é simplesmente a diferença entre as duas pesagens, antes e depois da secagem em estufa. Note que você pode retirar a tara antes do cálculo da massa de água, mas isso não é necessário, uma vez que ela é cancelada na subtração. Esteja atento ainda para o fato de que na massa de solo seco é necessário fazer a subtração, uma vez que a tara não é cancelada, assim

$$\theta_g = \frac{m_a}{m_s} = \frac{152{,}45\ g - 125{,}32\ g}{152{,}45\ g - 32{,}5\ g} = 0{,}23\ g\ g^{-1}$$

Deixamos para o leitor provar que as massas não se cancelam. Note que se fizermos os cálculos subtraindo as taras no numerador, chegaremos ao mesmo resultado

$$\theta_g = \frac{m_a}{m_s} = \frac{[(152{,}45\ g - 32{,}5\ g) - (125{,}32\ g - 32{,}5\ g)]}{152{,}45\ g - 32{,}5\ g} = \frac{119{,}95\ g - 92{,}82\ g}{152{,}45\ g - 32{,}5\ g} = 0{,}23\ g\ g^{-1}$$

Para a umidade volumétrica, podemos assumir a densidade da água como 1,0 g cm^{-3} e utilizar diretamente a fórmula simplificada (Equação 11.8), lembrando que se estivéssemos trabalhando em kg m^{-3} a densidade da água seria de 1000 kg m^{-3}.

$$\theta_v = \rho_s\theta_g = 0{,}95\ \ x\ \ 0{,}23 = 0{,}22\ cm^3\ cm^{-3}$$

Exemplo 11.3 Determinação das proporções das frações granulométricas do solo

Em um experimento para determinação da granulometria do solo foram utilizados 51,2 g de terra fina seca ao ar (TFSA), valor este já corrigido para a umidade residual pelo método gravimétrico. A amostra foi dispersada por 16h em 10 mL de solução de NaOH 1 mol L^{-1} diluída para 250 mL de água. Após a transferência da amostra para uma proveta de 1 L, completado o volume com água destilada e agitação manual, verificou-se que a leitura do hidrômetro correspondente a toda a areia sedimentada, aos 40 s após a agitação, foi de 17,5 g L^{-1}, em que na mesma proveta leu-se uma temperatura de 25,0 °C. Em uma proveta com a água destilada e à mesma temperatura da anterior, onde foram adicionados apenas 10 mL de solução de NaOH, utilizada para verificar a calibração do hidrômetro (prova em branco), leu-se -1 g L^{-1}. Na segunda leitura, correspondente a toda a areia e silte sedimentados, realizada 7h após o início do experimento, obteve-se na proveta com o solo disperso uma leitura do hidrômetro de 9,0 g L^{-1} a uma temperatura de 26,0 °C, e na mesma proveta da prova em branco da primeira leitura leu-se -2 g L^{-1}. Utilize o método simplificado para determinação das proporções de argila, silte e areia neste solo em porcentagem, e o triângulo textural para determinar a classe de textura do solo.

Solução:

Em primeiro lugar, é importante você saber que na maioria dos casos você precisa fazer o cálculo da correção da umidade residual, mas no momento, por simplicidade assumiremos que a massa de solos dispersa já havia sido corrigida. Assim, a massa total de solo utilizada no experimento é

$m_{tot} = 51{,}2\ g$

As leituras precisam ser corrigidas para a prova em branco do hidrômetro. Isso é necessário pois os hidrômetros comerciais são geralmente calibrados em fábrica para uma solução de água pura a uma temperatura de 20 °C. Para corrigir as leituras é preciso subtrair a leitura do branco. Partimos das leituras não corrigidas

$L1_{nc} = 17{,}5\ g\ L^{-1}$

$L2_{nc} = 9{,}0\ g\ L^{-1}$

de modo que a leitura corrigida do branco é

$L_{cb} = L_{nc} - L_{branco}$

e assim,

$L1_{cb} = 17{,}5\ g\ L^{-1} - (-1\ g\ L^{-1}) = 18{,}5\ g\ L^{-1}$

$L2_{cb} = 9{,}0\ g\ L^{-1} - (-2\ g\ L^{-1}) = 11{,}0\ g\ L^{-1}$

Sabemos que a leitura 1 é silte e argila em suspensão e que a leitura 2 é argila em suspensão, e essas são proporções do total. Assim, as frações granulométricas podem ser calculadas de forma simplificada como

$\%\ Argila = L2_c/m_{tot} \times 100 = 11{,}0/51{,}2 \times 100 = 21{,}48\%$

$\%\ Silte = (L1_c - L2_c)/m_{tot} \times 100 = (18{,}5 - 11{,}0)/51{,}2 \times 100 = 14{,}65\%$

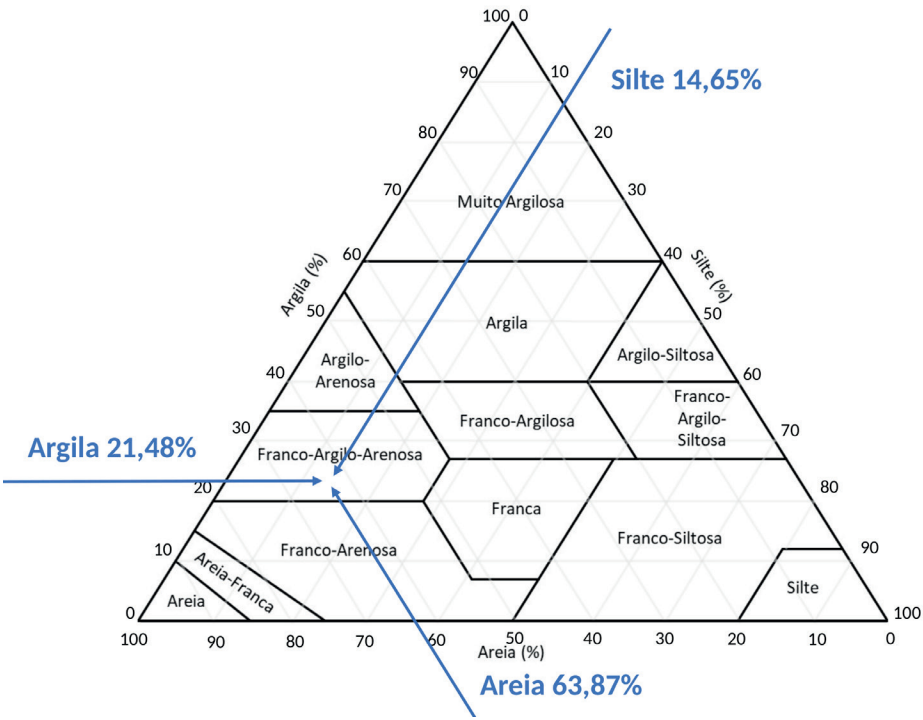
$\%\ Areia = (m_{tot} - L1_c)/m_{tot} \times 100 = (51{,}2 - 18{,}5)/51{,}2 \times 100 = 63{,}87\%$

Nesse caso, mantivemos duas casas decimais para a checagem dos valores, uma vez que sabemos que a soma das frações deve ser 100% ou um valor muito próximo disso.

$\%\ Total = \%\ Argila + \%\ Silte + \%\ Areia = 21{,}48\% + 14{,}65\% + 63{,}87\% = 100{,}00\%$

Para finalizar, entramos com estes valores no triângulo textural nas direções indicadas e obtemos a classe textural do solo: franco-argilo-arenosa.

Figura 11.3: Exemplo de utilização do triângulo textural



Exemplo 11.4 Correção da umidade

Suponha que a massa total de TFSA utilizada em um experimento não tenha sido corrigida para umidade. O solo seco ao ar mantém certa quantidade de água que só pode ser perdida com a secagem em estufa a 105 °C por pelo menos 24h. Essa quantidade de água em geral é pequena, mas pode causar uma superestimativa na massa de solo seco, adicionando erros no cálculo da granulometria do solo. Para corrigir a umidade, retira-se do mesmo lote de solo usado na dispersão uma subamostra que vai para a estufa a 105 °C pelo período de, pelo menos, 24h a 48h para determinar a umidade residual. A amostra é pesada antes e depois da secagem e isso é utilizado na correção da amostra que não foi seca em estufa. Suponha que uma

massa de TFSA de 52,1 g foi utilizada na determinação da granulometria. Deste mesmo lote foi retirada uma subamostra que, com a lata utilizada na secagem, tinha uma massa de 21,0 g antes da secagem em estufa e 19,8 g após a secagem, também com a lata. Considerando que a lata pesava 10 g, determine a massa de solo seco corrigida para umidade utilizada na dispersão.

Solução:

Em primeiro lugar, saiba que existem diferentes formas de resolver o problema. Escolheremos uma forma menos direta por razões didáticas.

A massa de água no solo era de

m_a *= massa total úmida – massa total seca = 21,0 g – 19,8 g = 1,2 g*

Portanto, descontando-se a tara, a cada 11 g de solo úmido, 1,2 g era de água, de modo que para a amostra total teremos

m_a *= 52,1 g de solo úmido x 1,2 g de água/11 g solo úmido = 5,684 g de água*

e obtemos a massa de solo corrigida para umidade apenas subtraindo esta quantidade de água total de TFSA utilizada

m_{sc} *= 52,1 g – 5,684 g = 46,416 g*

Referências

BATCHELOR, G. K. *Introduction to fluid dynamics.* Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 615 p.

BEAR, J. *Dynamics of fluids in porous media.* New York: Dover, 1972, 764 p.

SANTOS, R.D.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C.; SHIMIZU, S.H. *Manual de descrição e coleta de solo no campo.* 7. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015. 103 p.

Classificação do solo

12

A classificação dos solos é feita com base em um sistema taxonômico. Os sistemas taxonômicos são chaves para o enquadramento de um solo descrito segundo um guia para descrição do solo no campo, e pelas análises químicas, físicas e mineralógicas feitas em laboratório. Dentre os sistemas mais utilizados lista-se o americano *Soil Taxonomy* (SOIL SURVEY STAFF, 1999) e o das Nações Unidas FAO-WRB (FAO, 2015), já mencionados anteriormente. No Brasil, os esforços para desenvolvimento de um sistema nacional resultaram no Sistema Brasileiro de Classificação de Solo (SiBCS) (SANTOS *et al*., 2018) com edições publicadas em 1999, 2006, 2013, 2014 e 2018. Estes sistemas são divididos em níveis categóricos desde os mais gerais, as ordens na maioria dos sistemas, até os mais específicos, as séries nos sistemas brasileiro e americano. O SiBCS e o *Soil Taxonomy* são divididos em *ordens*, *subordens*, *grandes grupos*, *subgrupos*, *famílias* e *séries*, em grau crescente de especificidade. O sistema americano é mais antigo que o brasileiro, sua primeira edição datando de 1975. As similaridades entre os sistemas não são coincidência, visto que a base do sistema brasileiro é o *Soil Taxonomy* com adições do sistema FAO-WRB.

O *Soil Taxonomy* é dividido em 12 ordens: *Alfisols*, *Aridisols*, *Gelisols*, *Inceptisols*, *Oxisols*, *Ultisols*, *Andisols*, *Entisols*, *Histosols*, *Mollisols*, *Spodosols* e *Vertisols*. O SiBCS, apesar de possuir classes em comum e alguns nomes mais próximos àqueles do FAO-WRB, possui 13 ordens com uma boa sobreposição com as ordens

do *Soil Taxonomy*, sendo elas Argissolos, Cambissolos, Chernossolos, Espodossolos, Gleissolos, Latossolos, Luvissolos, Neossolos, Nitossolos, Planossolos, Plintossolos, Organossolos e Vertissolos. Se comparado ao SiBCS e ao *Soil Taxonomy*, o FAO-WRB teria o equivalente a 32 ordens de solo, visto que muitos solos no seu primeiro nível categórico se enquadram em subordens ou níveis mais elevados nos outros sistemas. Os grupos do FAO-WRB são *Histosols*, *Anthrosols*, *Technosols*, *Cryosols*, *Leptosols*, *Solonetz*, *Vertisols*, *Solonchaks*, *Gleysols*, *Andosols*, *Podzols*, *Plinthosols*, *Nitisols*, *Ferralsols*, *Planosols*, *Stagnosols*, *Chernozems*, *Kastanozems*, *Phaeozems*, *Umbrisols*, *Durisols*, *Gypsisols*, *Calcisols*, *Retisols*, *Acrisols*, *Lixisols*, *Alisols*, *Luvisols*, *Cambisols*, *Arenosols*, *Fluvisols* e *Regosols*. Focaremos no SiBCS, uma vez que este material é destinado ao público brasileiro, fazendo referências aos demais sistemas quando acharmos necessário do ponto de vista didático.

As ordens no SiBCS são definidas de acordo com a presença de um horizonte diagnóstico que pode ser de superfície ou de subsuperfície, ou pela ausência de um horizonte diagnóstico na ordem dos Neossolos. A cada ordem, com exceção dos Neossolos, corresponde obrigatoriamente um horizonte diagnóstico, sem o qual, em posição diagnóstica no perfil, o solo não pode ser enquadrado naquela ordem. O SiBCS estrutura sete horizontes diagnósticos de superfície, 17 horizontes diagnósticos de subsuperfície e 48 atributos diagnósticos que auxiliam no enquadramento dos solos em níveis categóricos mais elevados (Quadro 12.1).

Quadro 12.1: Horizontes diagnósticos de superfície, subsuperfície e atributos diagnósticos utilizados no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos

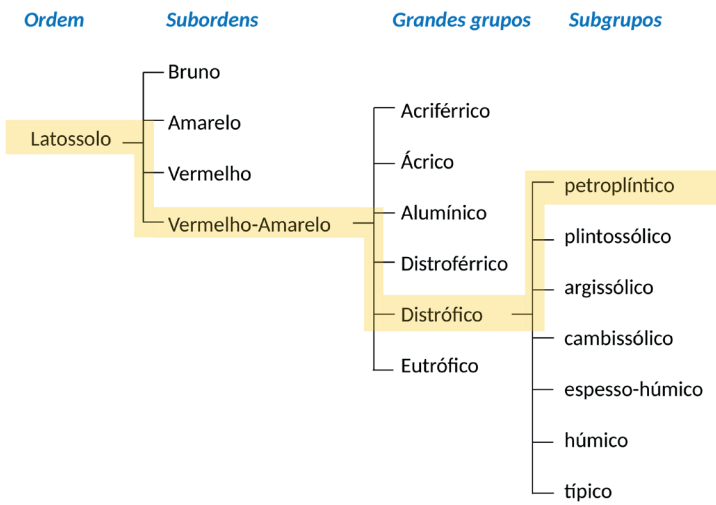
Horizontes diagnósticos de superfície (A, H, O)	Horizontes diagnósticos de subsuperfície (E, F, B, C)	Atributos diagnósticos (principais)
Hístico A chernozêmico A húmico A proeminente A antrópico A fraco A moderado	B textural B latossólico B incipiente B nítico B espódico B plânico E Álbico Plíntico Concrecionário Litoplíntico Glei Cálcico Petrocálcico Sulfúrico Vértico Fragipã Duripã	Material orgânico, material mineral, atividade da fração argila, saturação por bases, mudança textural abrupta, plintita, petroplintita, superfícies de fricção (*slickensides*), caráter ácrico, caráter alumínico, caráter argilúvico, caráter carbonático, caráter hipocarbonático, caráter coeso, caráter concrecionário, caráter crômico, caráter dúrico, caráter ebânico, caráter espódico, caráter êutrico, caráter flúvico, caráter litoplíntico, caráter plânico, caráter plíntico, caráter redóxico, caráter retrátil, caráter rúbrico, caráter sálico, caráter salino, caráter sódico, caráter solódico, caráter sômbrico, caráter vértico, caráter lítico, caráter lítico fragmentário, materiais sulfídricos, teor de óxidos de ferro, propriedades ândicas, grau de decomposição do material orgânico

Fonte: Santos *et al*. (2015).

A classificação no SiBCS é feita sequencialmente e por exclusão, considerando a ausência ou presença de certos horizontes com precedência taxonômica – ou seja, quando eles ocorrem em posição diagnóstica no perfil, têm precedência na definição da classe de solo. A sequência segue a ordem Organossolos → Neossolos → Vertissolos → Espodossolos → Planossolos → Gleissolos → Latossolos → Chernossolos → Cambissolos → Plintossolos → Luvissolos → Nitossolos → Argissolos. Assim, caso um solo apresentasse horizonte hístico dentro dos critérios

para a ordem Organossolos, seria enquadrado nesta ordem. Caso não apresentasse horizonte hístico em condição para enquadramento na ordem dos Organossolos, cada um dos critérios para as ordens seria sequencialmente analisado até a última ordem, Argissolos, caso não se enquadrasse em nenhuma das 12 ordens anteriores. A Figura 12.1 apresenta a sequência de classes de um Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico petroplíntico, do primeiro até o quarto nível categórico.

Figura 12.1: Exemplo de classificação de um Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico petroplíntico mostrando as classes possíveis em cada nível taxonômico do primeiro (ordem) ao quarto (subgrupos)



Note que a ordem Latossolos é definida pela presença de um tipo específico de horizonte diagnóstico, o B latossólico, enquanto a subordem é definida pela cor segundo a Carta de Munsell. Os grandes grupos são definidos pelas características químicas do horizonte diagnóstico e presença de óxidos de ferro, e os subgrupos são definidos por presença de horizontes diagnósticos de superfície sem precedência para ordem, ou presença de horizonte de subsuperfície em condição não diagnóstica para ordem, ou expressão de características de horizontes diagnósticos, mas em

menor intensidade, como ocorre em alguns tipos de caráteres. No caso do Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico petroplíntico, o horizonte B latossólico possui saturação por bases menor que 50% e existe no perfil um horizonte litoplíntico ou concrecionário em condição não diagnóstica ou caráter petroplíntico ou concrecionário dentro de 200 cm da superfície. Em resumo, é um solo com baixa saturação por bases, ou seja, baixa fertilidade natural e transicional para Plintossolos onde, na sua gênese, além da latolização pode ter ocorrido laterização, em qualquer caso associada à ferralitização, como é bastante comum nas transições entre superfícies no planalto central brasileiro. A descrição resumida e a ficha técnica de cada uma das ordens do SiBCS, incluindo horizontes diagnósticos, ocorrência no Brasil e exemplos de perfis, são apresentadas as seguir.

12.1 Ordens no Sistema Brasileiro de Classificação e Solos

Argissolos

Ficha Técnica

Ordem no SiBCS		Argissolos
Símbolo		P
Subordens		Argissolos Bruno-Acinzentados (PBAC) Argissolos Acinzentados (PAC) Argissolos Amarelos (PA) Argissolos Vermelhos (PV) Argissolos Vermelho-Amarelos (PVA)
Critério para subordens		Cor segundo a Carta de Munsell
Equivalências mais próximas	Soil Taxonomy	Ultisols
	FAO-WRB	Acrisols, Lixisols, Alisols
Horizonte diagnóstico da ordem		B textural
Sigla para o horizonte diagnóstico		Bt
Descrição geral		Produto da lessivagem e ferralitização. Solo bastante comum no Brasil. Caracterizado por acúmulo de argila, em geral iluvial, no Bt e presença de gradiente textural. Em geral, baixa fertilidade natural.

Argissolos (Figura 12.2) são solos com grau de intemperismo elevado, bastante comuns no Brasil e no Sudeste dos Estados Unidos da América e do continente asiático. Em termos de evolução pedogenética, encontram-se atrás dos Latossolos apenas, tendo normalmente mineralogia oxídico-caulinítica, além da possibilidade de presença de minerais interestratificados em alguns casos. Os Argissolos são em geral formados pelo processo de lessivagem e se concentram em regiões de domínio da hidrólise total e parcial. Diferentemente dos Latossolos, os Argissolos possuem gradiente textural, ou seja, concentração de argila no horizonte B textural em relação aos horizontes sobrejacentes A e E. A concentração de argila no B em geral se dá pela migração de argila dos horizontes superficiais, a argiluviação, com os fluxos hídricos. Com o início da argiluviação, a condutividade hidráulica no Bt tende a ser reduzida, o que pode gerar em certas condições acúmulo de água acima do limite no B e intensificar a perda de argila no A, gerando o horizonte de perda E.

O acúmulo de argila no B e a menor condutividade hidráulica podem favorecer a perda de horizontes superficiais por erosão no uso agrícola sem práticas conservacionistas, principalmente em Argissolos presentes em relevos mais inclinados. Com relação às subordens, elas são definidas principalmente pela cor definida pela Carta de Munsell. Os Argissolos mais comuns no Brasil são de longe o Vermelho e Vermelho-Amarelo, que, similarmente aos Latossolos, apresentam estas cores pela presença dos óxidos de ferro hematita e goethita. Os Argissolos Amarelos são comuns em parte do litoral do Sudeste e Sul da Bahia, enquanto os Argissolos Acinzentados e Bruno-Acinzentados são observados em pequenas áreas nas regiões Nordeste e Sul do Brasil, respectivamente. Os Argissolos Bruno-Acinzentados em particular são formados por condições específicas de associação de clima, material de origem e mineralogia nos planaltos da região Sul do Brasil e nos pampas gaúchos.

Com relação à química, devido ao intemperismo mais avançado estes solos tendem a ser distróficos e a possuir argila de atividade baixa, ambas estas características estando relacionadas à baixa fertilidade natural. São solos de expressivo uso agrícola no Brasil, e, de maneira similar aos Latossolos, uma vez corrigidos quimicamente tendem a ser aptos para agricultura intensiva.

Figura 12.2: Perfil de argissolo vermelho-amarelo e região de ocorrência (Sobradinho-DF)

Cambissolos

Ficha Técnica

Ordem no SiBCS		Cambissolos
Símbolo		C
Subordens		Cambissolos Hísticos (CI) Cambissolos Húmicos (CH) Cambissolos Flúvicos (CY) Cambissolos Háplicos (CX)
Critério para subordens		Horizonte diagnóstico de superfície hístico ou A húmico, caráter flúvico. Aqui e nas demais ordens o termo *háplico* significa subordens que não se enquadram nas anteriores.
Equivalências mais próximas	Soil Taxonomy	Inceptisols
	FAO-WRB	Cambisols
Horizonte diagnóstico da ordem		B incipiente
Sigla para o horizonte diagnóstico		Bi
Descrição geral		Solos pouco evoluídos, mas com presença de horizonte B incipiente.

Os Cambissolos (Figuras 12.3 e 12.4) são, do ponto de vista pedogenético, os menos desenvolvidos dentre os solos com presença de horizonte B. O horizonte B incipiente é caracterizado pela baixa expressão dos processos pedogenéticos, em geral evidenciada pela presença de fragmentos de rocha e minerais primários no perfil, muitas vezes associada à presença de minerais secundários que indicam menor grau de intemperismo, como os argilominerais de grade 2:1. Os perfis tendem ainda a ser menos profundos do que aqueles observados em outros solos com horizonte B. Os Cambissolos ocorrem em regiões onde existe alguma forma de limitação ao avanço da pedogênese. Em regiões tropicais, como em grande parte do Brasil, a principal limitação à pedogênese é o relevo mais acidentado, onde o avanço do intemperismo pode ser limitado pela perda do material intemperizado pela erosão e pelos fluxos hídricos, em geral associado a materiais com maior resistência ao intemperismo ou em relevos de esculpimento recente.

As subordens Cambissolos Háplicos, Hísticos e Húmicos tendem a estar associadas a relevos mais acidentados e, no caso dos Húmicos e Hísticos, a condições de clima e

altitude favoráveis à formação do horizonte A húmico e hístico tipo O, respectivamente. Essas condições estão em geral associadas a climas mais frios e/ou maiores altitude, principalmente na região Sul do Brasil, o que pode gerar horizontes com maior conteúdo de matéria orgânica, mas não em condições diagnósticas para Organossolos. Os Cambissolos Flúvicos são aqueles desenvolvidos pela pedogênese em sedimentos aluviais nas margens de rios e em planícies aluviais, e são caracterizados pelo chamado caráter flúvico, cuja principal característica é a estratificação de granulometria, carbono orgânico e outras características químicas e mineralógicas, causada pela deposição alternada de sedimentos em diferentes eventos de deposição antes e durante a pedogênese. Os Cambissolos Flúvicos podem ocorrer em muitos ambientes no Brasil como um todo, em qualquer ponto onde haja ou houve deposição de sedimentos por processos fluviais, mas em geral não aparecem nos mapas de solos em escalas de estados e país por serem áreas pequenas e, normalmente, em margens estreitas de cursos d'água. A designação Háplico, não só nos Cambissolos, mas em outras classes de solos, significa um solo que não se enquadra em nenhuma das demais subordens.

Figura 12.3: Exemplo de relevo de ocorrência de cambissolos háplicos, neossolos litólicos e regolíticos (Brasília-DF)

Figura 12.4: Perfil de cambissolo e região de ocorrência no estado do Tennessee, região sudeste dos Estados Unidos da América

Chernossolos

Ficha Técnica

Ordem no SiBCS		Chernossolos
Símbolo		M
Subordens		Chernossolos Rêndzicos (MD) Chernossolos Ebânicos (ME) Chernossolos Argilúvicos (MT) Chernossolos Háplicos (MX)
Critério para subordens		Horizonte de subsuperfície, caráter ebânico
Equivalências mais próximas	Soil Taxonomy	Mollisols
	FAO-WRB	Chernozems
Horizonte diagnóstico da ordem		A chernozêmico
Sigla para o horizonte diagnóstico		Não há sigla específica, porém é um tipo de A
Descrição geral		Solos pouco desenvolvidos com elevada fertilidade natural, típicos solos de pradarias. Atuação expressiva de bissialitização, alta saturação por bases.

Chernossolos (Figura 12.5) são solos com presença do horizonte superficial A chernozêmico, associado a horizonte de subsuperfície com alta fertilidade natural.

Assim, os Chernossolos são solos de elevada fertilidade natural, representada por saturação por bases maior ou igual a 65%, com alta saturação por cálcio e magnésio, altos conteúdos de matéria orgânica para materiais de constituição mineral, e bom desenvolvimento de agregados, ou seja, o material é naturalmente bem estruturado. Como as bases tendem a ser lavadas e pode ocorrer concentração de óxidos na fração secundária e hidrogênio e alumínio na fase trocável em condições tropicais, a alta fertilidade natural dos Chernossolos indica baixa evolução pedogenética, que, assim como no caso dos Cambissolos, está associada à restrição a um ou mais fatores de intemperismo. No caso dos Chernossolos no Brasil, além da restrição do intemperismo por relevo ou clima, sua ocorrência está associada a rochas que tendem a favorecer a alta fertilidade natural, como os calcários, podendo ocorrer nesses casos a presença de horizonte A chernozêmico sobre a rocha calcária, ou sobre um horizonte C formado pelo intemperismo dela, o que caracteriza a subordem Chernossolos Rêndzicos. As demais subordens são definidas pelo escurecimento do horizonte A, devido à presença da matéria orgânica nos Chernossolos Ebânicos, e a presença de A chernozêmico sobre horizonte B textural de alta fertilidade natural no caso dos Chernossolos Argilúvicos. Sendo um solo pouco intemperizado e muito fértil, é normal que não ocorra com muita frequência no Brasil, a não ser em associações específicas de clima e/ou relevo e material de origem.

Os Chernossolos ou *Mollisols*, ou ainda os *Chernozems* russos, dos quais o nome no sistema brasileiro deriva, são solos típicos das vastas pradarias do Norte da Europa e dos Estados Unidos da América, ocorrendo praticamente na mesma latitude nos dois continentes, ocorrendo ainda com alguma frequência na Bacia do Paraná, na Argentina e no Uruguai. Em geral, o baixo desenvolvimento pedogenético e o material de origem implicam domínio da bissialitização, ou seja, da hidrólise parcial com retenção de potássio no mineral formado, o que está ligado a uma mineralogia rica em argilominerais de grade 2:1, justificando a alta atividade da fração argila e, junto com o material de origem, a alta saturação por bases.

Figura 12.5: Perfil de chernossolo, classificado originalmente como *Mollisol* seguindo o sistema americano *Soil Taxonomy*

Fonte: disponível em: https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=87035. Acesso em: 2 jun. 2021.

Espodossolos

Ficha Técnica

Ordem no SiBCS		Espodossolos
Símbolo		E
Subordens		Espodossolos Humilúvicos (EK) Espodossolos Ferrilúvicos (ES) Espodossolos Ferri-humilúvicos (ESK)
Critério para subordens		Natureza do material translocado e acumulado no horizonte B espódico
Equivalências mais próximas	Soil Taxonomy	Spodosols
	FAO-WRB	Podzols

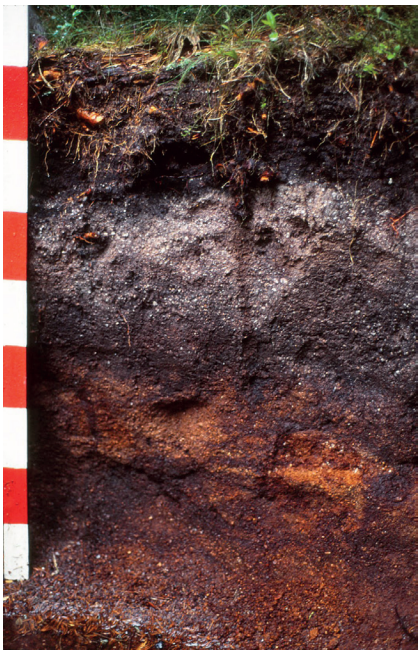
Horizonte diagnóstico da ordem	B espódico
Sigla para o horizonte diagnóstico	Bh, Bs, Bhs
Descrição geral	Solos do domínio da acidólise e formados pelo processo de podzolização. Eluviação de matéria orgânica humificada e/ou compostos de alumínio com ou sem ferro e acúmulo no horizonte B espódico.

Espodossolos (Figura 12.6) são os solos do domínio da acidólise, sendo formados nestas condições pelo processo de podzolização. O domínio da acidólise ocorre em maior extensão no Norte da Europa e América do Norte, em latitudes mais elevadas que o domínio da bissialitização, discutido nos Chernossolos. No hemisfério norte, a podzolização é associada principalmente a florestas de coníferas, climas frios e materiais de origem félsicos do ponto de vista de composição mineralógica, onde a decomposição incompleta da matéria orgânica gera ácidos orgânicos que destroem os minerais na fração fina nas camadas ou horizontes de superfície, gerando acúmulo de matéria orgânica iluvial associada ou não à presença de materiais de alumínio e/ou ferro pouco ou mal cristalizados nos horizontes B espódicos. As subordens de Espodossolos são definidas de acordo com a natureza do material acumulado no horizonte B espódico, em que nos Espodossolos Humilúvicos ocorre acúmulo de matéria orgânica iluvial formando um horizonte do tipo Bh, com ou sem cimentação (Bhm); nos Espodossolos Ferrilúvicos ocorre acúmulo de compostos mal cristalizados de alumínio e/ou ferro formando horizontes do tipo Bs, com ou sem cimentação (Bsm); e solos que não se enquadram nos anteriores são classificados como Espodossolos Ferri-humilúvicos, com horizontes do tipo Bhs com ou sem cimentação (Bhsm).

No Brasil, os Espodossolos tendem a ocorrer em condições específicas de vegetação de floresta, restinga ou campos higrófilos onde o excesso de umidade associado a materiais de origem arenosos ou félsicos favorece a podzolização. Os Espodossolos são encontrados em duas grandes manchas na região amazônica e no Mato Grosso do Sul e em diversos pontos sobre rochas arenosas e drena-

gem imperfeita ao longo do Brasil e nas restingas no litoral. São solos em geral pobres e ácidos e de textura grossa, o que os torna impróprios para a agricultura em condições naturais. No sistema americano, os *Spodosols* são subdivididos nas subordens *Aquods*, *Cryods*, *Humods* e *Orthods*. É provável que grande parte dos Espodossolos brasileiros compartilhe gênese similar aos *Aquods*, encontrados no estado americano da Flórida e formados em regimes hídricos com excesso de água, enquanto os Espodossolos formados nas zonas de acidólise em clima mais frio são os *Cryods* e *Orthods*. Note que o designador *órtico* do SiBCS é compartilhado com o "orth" do sistema americano, sendo derivado do grego *orthos*, traduzido como "verdadeiro", ou o tipo mais comum.

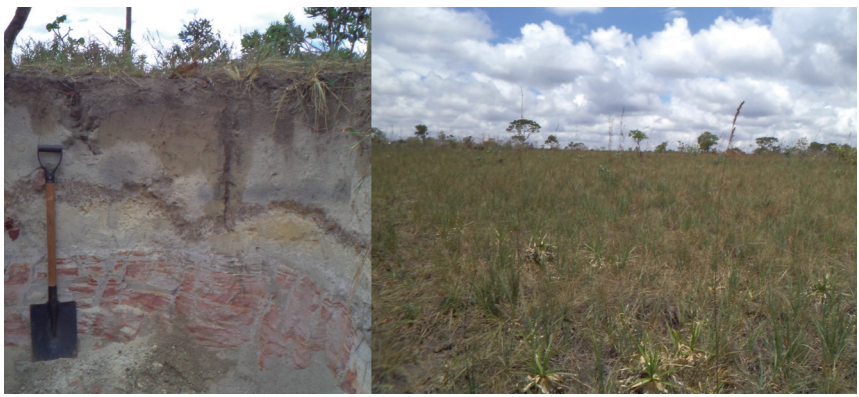
Figura 12.6: Perfil de espodossolo da região de Feldberg na Alemanha



Fonte: disponível em https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=15364210. Acesso em: 2 jun. 2021.

No Brasil central, os Espodossolos podem ser encontrados em áreas pontuais, onde ocorrem afloramentos de rochas de granulação grossa como quartzitos e ritmitos arenosos (Figura 12.7). Nessas regiões, os Espodossolos tendem a se formar onde o material de origem está próximo da superfície, e o relevo, pela formação de pequenos embaciamentos em relevos planos que limitam a drenagem, favorece a ocorrência de tipos específicos de vegetações nos chamados campos higrófilos (EMBRAPA, 1978).

Figura 12.7: Indícios de podzolização em solos arenosos e ambiente associado na região de Brasília-DF



Gleissolos

Ficha Técnica

Ordem no SiBCS		Gleissolos
Símbolo		G
Subordens		Gleissolos Tiomórficos (GJ) Gleissolos Sálicos (GZ) Gleissolos Melânicos (GM) Gleissolos Háplicos (GX)
Critério para subordens		Horizonte de subsuperfície, caráter sálico, horizonte de superfície
Equivalências mais próximas	Soil Taxonomy	Não configura ordem
	FAO-WRB	Gleysols
Horizonte diagnóstico da ordem		Glei

Sigla para o horizonte diagnóstico[23]	_g
Descrição geral	Solos formados pela gleização em ambientes redutores e de hidromorfismo na presença de matéria orgânica e microrganismos anaeróbios.

Os Gleissolos (Figuras 12.8 e 12.9) são os solos formados em condições de hidromorfismo, onde o excesso de água no perfil gera um ambiente redutor em que os microrganismos anaeróbios e anaeróbios facultativos reduzem ferro e manganês, além de outros compostos, a fim de realizar seus processos metabólicos e obter energia a partir da matéria orgânica presente no meio. Como vimos, a reação de redução é o principal condicionante no processo de gleização e imprime as características desse processo no perfil, dentre elas as cores neutras em tons de cinza, cinza-azulado ou cinza-esverdeado. Dentre os processos relacionados ao hidromorfismo, a gleização está associada à saturação por água por longos períodos, uma vez que a formação de mosqueados indicaria saturação periódica e a presença de zonas óxicas. Em muitos solos, os dois processos tendem a ocorrer em conjunto em diferentes profundidades do perfil ou lateralmente em uma vertente, mas as cores acinzentadas são características da gleização, enquanto a plintita é característica dos processos de ferralitização e laterização que formam solos ou horizontes plínticos. No SiBCS, a plintita tem precedência taxonômica, de modo que solos com plintita acima ou abaixo de horizonte glei dentro de 200 cm da superfície são classificados como Plintossolos.

Sendo solos hidromórficos, os Gleissolos são encontrados em áreas onde há grande restrição à drenagem e acúmulo de água no perfil, em condições de saturação e estagnação por água em pelo menos parte do ano. Nos trópicos, os Gleissolos são encontrados em margens de rios e lagos e em pântanos, várzeas e outras áreas com concentração de água no perfil. No Brasil central, áreas de gleização podem ser encontradas até mesmo nas chapadas mais elevadas, em embaciamentos onde o material de origem é menos permeável à água, em associação com Plintossolos e

[23] A barra subscrita (_) indica que o sufixo deve sempre ser acompanhado de um prefixo.

Organossolos nas veredas, e em alguns casos em associação com os Espodossolos nos campos higrófilos discutidos anteriormente. Nas áreas mais baixas, estão em geral associados a outros solos hidromórficos em regiões de mata de galeria, como os Organossolos, e Neossolos e Cambissolos Flúvicos. No que tange às subordens, os Gleissolos são subdivididos em Gleissolos Háplicos, Gleissolos Tiomórficos (onde existe presença de materiais sulfídricos no perfil, representados pelos sufixos _gj), Gleissolos Sálicos (onde a condutividade elétrica do extrato saturado é maior que 7 dS m^{-1} em um ou mais horizontes dentro de 100 cm da superfície, indicando presença de sais mais solúveis em água fria que o sulfato de cálcio, sendo representado pelos sufixos g e z em algum ponto do perfil). Gleissolos Melânicos são solos com presença dos horizontes A húmico ou A proeminente ou hístico em condição não diagnóstica para Organossolos. Os Gleissolos Tiomórficos e Sálicos se concentram em áreas pequenas, principalmente próximas ao litoral, sendo solos em geral impróprios para o uso agrícola.[24] Os Gleissolos Háplicos são de longe os mais comuns, estando presentes nas margens dos grandes rios em toda a extensão do Brasil.

Figura 12.8: Perfil de gleissolo háplico e ambiente associado (Brasília-DF)

[24] Lembrando que o uso agrícola é apenas uma das finalidades do solo, e em muitas classes de solos pode não ser a mais importante para a sustentabilidade do homem e do planeta.

Figura 12.9: Ambiente de gleização mostrando o solo acinzentado exposto em área de pastagem e vegetação nativa em área adjacente (Estrada Planaltina-Formosa, DF/GO)

Latossolos

Ficha Técnica

Ordem no SiBCS		Latossolos
Símbolo		L
Subordens		Latossolos Brunos (LB) Latossolos Amarelos (LA) Latossolos Vermelhos (LV) Latossolos Vermelho-Amarelos (LVA)
Critério para subordens		Cor segundo a Carta de Munsell
Equivalências mais próximas	Soil Taxonomy	Oxisols
	FAO-WRB	Ferralsols
Horizonte diagnóstico da ordem		B latossólico
Sigla para o horizonte diagnóstico		Bw
Descrição geral		Solos formados pela ferralitização e processo de latolização. Solos oxídicos altamente intemperizados e em geral de baixa fertilidade natural.

Os Latossolos (Figuras 12.10, 12.11, 12.12 e 12.13) são os solos mais comuns no Brasil, ocupando quase 40% do território nacional, seguidos apenas pelos Argissolos, que ocupam aproximadamente 20% do território, e dos Neossolos, que ocupam aproximadamente 15% do território. Conforme discutido anteriormente no caso dos Argissolos, os Latossolos são solos com grau elevado de intemperismo,

o que justifica o fato de estas duas classes em conjunto ocuparem quase 60% do território nacional. Os Latossolos são os solos em grau máximo de intemperismo formados sob intensa lixiviação de bases e sílica. São em geral solos profundos, de mineralogia oxídica-caulinítica, de baixa saturação por bases e elevada acidez, baixa policromia no perfil e baixa variação de textura entre os horizontes. São os solos do domínio da hidrólise total e da oxidação com perda de sílica acumulando óxidos de ferro e alumínio, principalmente a hematita, a goethita e a gibbsita, tipificando os processos de ferralitização e latolização. Em muitos casos, a hidrólise total é conjugada com a hidrólise parcial com perda de praticamente todas as bases, gerando acúmulo do argilomineral de grade 1:1 caulinita. Como vimos, o acúmulo de caulinita pouco contribui para o aumento da fertilidade natural desses solos. Por terem mineralogia oxídica-caulinítica, tendem a possuir baixa resistência mecânica e baixa plasticidade e pegajosidade, sendo facilmente mecanizáveis, além de serem profundos e sem ocorrência de pedregosidade e rochosidade, devido a seu alto grau de intemperismo. Isso, associado aos relevos planos onde ocorrem, favorece o uso agrícola intensivo, possibilitado após o desenvolvimento de tecnologias para correção química, tanto da baixa saturação de bases e baixo pH quanto da elevada capacidade de adsorção específica de fósforo gerada pelos óxidos.

A definição de subclasses é quase análoga à dos Argissolos, o que se deve às mineralogias similares, ricas em expressão da hematita nos Latossolos Vermelhos, goethita nos Latossolos Vermelho-Amarelos, e goethita com ou sem elevados conteúdos de caulinita nos Latossolos Amarelos, e associação de óxidos e matéria orgânica em solos desenvolvidos nas regiões mais altas e frias dos planaltos da Região Sul nos Latossolos Brunos. Os Latossolos Amarelos são característicos da Bacia Amazônica, onde são desenvolvidos em grande parte sobre sedimentos geologicamente recentes, favorecendo a ocorrência da caulinita, enquanto os Latossolos Vermelhos tendem a ocorrer em regiões de estação seca definida, que favorecem a ocorrência da forma desidratada de óxido de ferro, a hematita (Fe_2O_3). Nas regiões intermediárias, tanto no Brasil como um todo, entre o planalto central

e a Bacia Amazônica, quanto em âmbito regional, nas transições entre os topos das chapadas e as regiões de solos hidromórficos e Plintossolos, aparecem os Latossolos Vermelho-Amarelos, com expressão da forma hidratada de óxido de ferro, a goethita (FeOOH).

Figura 12.10: Perfil de latossolo vermelho (Brasília-DF)

Figura 12.11: Perfil de latossolo vermelho-amarelo (Brasília-DF)

Figura 12.12: Ambiente de latossolos vermelhos e vermelho-amarelos no Planalto Central brasileiro (Estrada Planaltina-Formosa, DF/GO)

Figura 12.13: Perfil de alteração de latossolo (Sobradinho-DF)

Nota: note a profundidade até a zona de transição de coloração mais clara. O poste em segundo plano pode ser utilizado como referência, uma vez que se localizava logo acima do perfil.

Luvissolos

Ficha Técnica

Ordem no SiBCS		Luvissolos
Símbolo		T
Subordens		Luvissolos Crômicos (TC) Luvissolos Háplicos (TX)
Critério para subordens		Caráter crômico (cor segundo Carta de Munsell)
Equivalências mais próximas	Soil Taxonomy	Alfisols, Aridisols
	FAO-WRB	Luvisols
Horizonte diagnóstico da ordem		B textural
Sigla para o horizonte diagnóstico		Bt
Descrição geral		Formados em geral por lessivagem e bissialitização, menos intemperizados que os Argissolos, típicos solos do semiárido. Em geral de maior fertilidade natural.

Luvissolos (Figura 12.14) são solos de grau baixo a moderado de intemperismo no domínio da bissialitização conjugada ao acúmulo de óxidos de ferro e alumínio quando ocorrem nos trópicos úmidos. O processo de formação é, em geral, assim como nos Argissolos, a lessivagem, que gera acúmulo de argila no horizonte Bt e formação de horizonte diagnóstico do tipo B textural. Os Luvissolos são menos intemperizados do que os Argissolos e, assim, tendem a apresentar maior saturação por bases e argila de atividade alta, principalmente em regiões onde a bissialitização é mais pronunciada e a hidrólise não avança para a hidrólise total. Como todos os demais solos com menor grau de evolução pedogenética, sua ocorrência nos trópicos está ligada a ambientes ou condições em que ocorre limitação à atuação dos fatores do intemperismo. No caso dos Luvissolos, isso se dá pelo clima em associação a um material de origem que favorece a formação de argilominerais de grade 2:1 e alta saturação por bases. Os Luvissolos estão concentrados em uma grande área na região do semiárido nordestino, onde a baixa precipitação é o principal limitante à evolução pedogenética, e no estado do Acre e na divisa do Acre com o Amazonas. No Acre, onde não há grande limitação à precipitação, os Luvissolos tendem a ser encontrados em relevos mais movimentados, apresentando perfis rasos, elevada susceptibilidade à erosão e problemas de drenagem, além de poderem apresentar problemas ocasionados por argilas de atividade alta, como expansão e contração (ANJOS *et al*., 2013).

No que tange às subordens, são divididos em Luvissolos Háplicos e Luvissolos Crômicos, com base na expressão do caráter crômico com cores vermelhas, vermelho-amarelas ou amarelas associadas a valor e croma elevados com base na Carta de Munsell, o que em termos práticos se traduz em cores mais vivas e brilhantes. São solos férteis do ponto de vista químico, mas podem apresentar diversas limitações físicas ao cultivo, principalmente com relação à drenagem, susceptibilidade à erosão, profundidade do perfil, pedregosidade e relevo, além de limitações climáticas no caso dos Luvissolos localizados no semiárido nordestino.

Figura 12.14: Perfil de luvissolo da Alemanha

Fonte: disponível em: https://fr.wikipedia.org/wiki/Luvisol#/media/Fichier:Parabraunerde.jpg. Acesso em: 2 jun. 2021.

Neossolos

Ficha Técnica

Ordem no SiBCS		Neossolos
Símbolo		R
Subordens		Neossolos Litólicos (RL) Neossolos Flúvicos (RY) Neossolos Regolíticos (RR) Neossolos Quartzarênicos (RQ)
Critério para subordens		Tipo e profundidade do contato lítico, textura e material de origem
Equivalências mais próximas	Soil Taxonomy	Entisols
	FAO-WRB	Fluvisols, Leptosols, Arenosols, Regosols
Horizonte diagnóstico da ordem		Não possui horizonte diagnóstico
Sigla para o horizonte diagnóstico		O solo possui ausência de B
Descrição geral		Solos em estágio inicial de desenvolvimento, sem presença de horizonte B.

Os Neossolos (Figuras 12.15 e 12.16) são solos com menor grau de evolução pedogenética, o que é evidenciado pela ausência de desenvolvimento de horizonte B ou de qualquer horizonte diagnóstico superficial requerido para definição de outras ordens de solo, ou seja, sem presença de horizonte hístico ou A chernozêmico. Em alguns Neossolos, observa-se horizonte B em início de formação, mas esta não é suficiente para que esse B seja enquadrado como qualquer tipo de horizonte B diagnóstico. Com base nas subordens os Neossolos podem ser subdivididos em três tipos: aqueles associados a relevos movimentados e/ou materiais de origem muito resistentes ao intemperismo, onde a profundidade do perfil tende a ser menor, englobando os Neossolos Litólicos e Neossolos Regolíticos, sendo a principal distinção entre estas duas subordens a profundidade do contato com a rocha ou contato lítico; os Neossolos Flúvicos, desenvolvidos em sedimentos aluviais em margens de corpos d'água com expressão do caráter flúvico, conforme discutido nos Cambissolos; e os Neossolos Quartzarênicos, que são solos profundos com perfis homogêneos com textura arenosa.

No Brasil, os Neossolos Quartzarênicos tendem a ocupar grandes áreas onde existe presença de rochas sedimentares e metamórficas compostas principalmente por areia de quartzo, como arenitos e quartzitos, sendo produto direto do intemperismo destes materiais. Como o quartzo é bastante resistente ao intemperismo, os Neossolos Quartzarênicos tendem a ser formados quase exclusivamente de quartzo primário, apresentando baixa fertilidade natural, alta drenagem e potencial de lixiviação, e capacidade de armazenamento de água muito baixa. Apesar disso, os Neossolos Quartzarênicos são utilizados para agricultura intensiva por estarem localizados muitas vezes em áreas de relevo plano, e não apresentam maiores limitações físicas ao cultivo e crescimento de raízes. No caso dos Litólicos e Regolíticos, a pequena profundidade dos perfis, pedregosidade e rochosidade, e relevo tendem a limitar o uso para diversos fins.

Figura 12.15: Perfil de neossolo regolítico e ambiente de ocorrência (Brasília-DF)

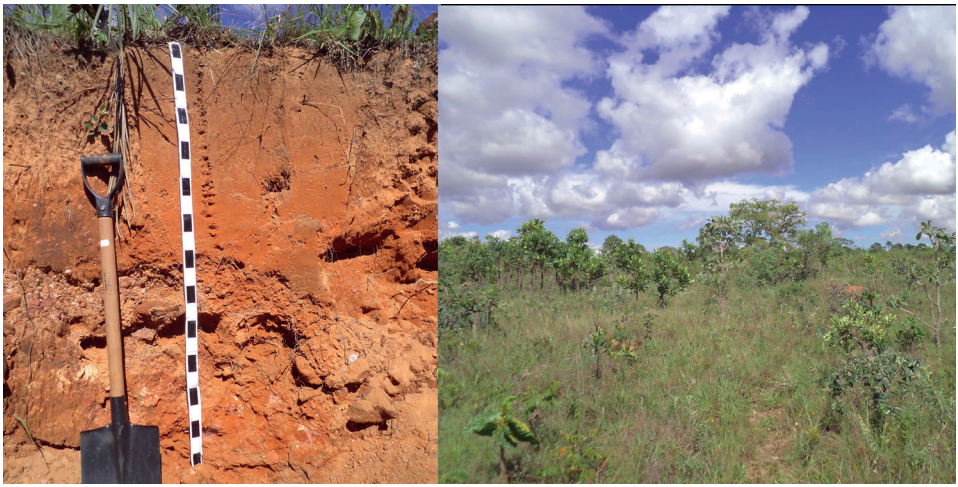
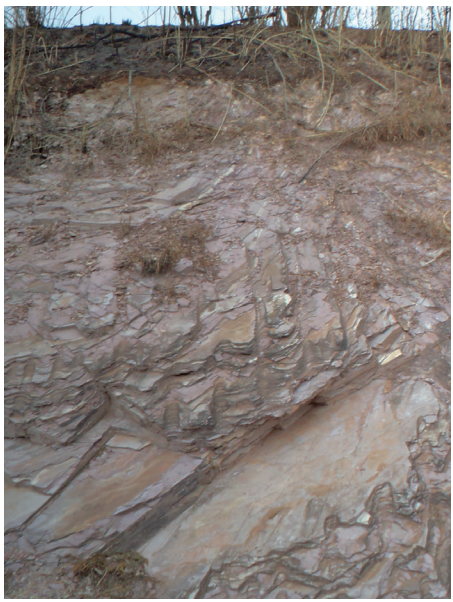


Figura 12.16: Perfil de neossolo litólico (Brasília-DF)



Nitossolos

Ficha Técnica

Ordem no SiBCS		Nitossolos
Símbolo		N
Subordens		Nitossolos Brunos (NB) Nitossolos Vermelhos (NV) Nitossolos Háplicos (NX)
Critério para subordens		Cor segundo a Carta de Munsell
Equivalências mais próximas	Soil Taxonomy	Ultisols, Oxisols, Alfisols
	FAO-WRB	Nitisols, Lixisols, Alisols
Horizonte diagnóstico da ordem		B nítico
Sigla para o horizonte diagnóstico		Bt
Descrição geral		Algumas características em comum com Latossolos e Argissolos. São solos intemperizados com presença de cerosidade no B nítico. Formados em ambiente de intensa ferralitização.

Similarmente ao que ocorre com os Argissolos, os Nitossolos (Figura 12.17) são solos com grau avançado de intemperismo com expressão de mineralogia oxídico-caulinítica, ocasionalmente com presença de argilominerais de grade 2:1 e minerais interestratificados. Devido ao elevado grau de intemperismo, possuem algumas características de cor em comum com os Latossolos relacionadas à expressão dos óxidos de ferro. Eles diferem dos Latossolos pelo fato de o intemperismo não ser tão avançado e dos Argissolos por não possuírem gradiente textural expressivo entre o horizonte diagnóstico B nítico e o horizonte A. A principal característica dos Nitossolos é a presença de cerosidade causada pelo acúmulo de argila orientada cobrindo as superfícies dos agregados no B nítico, mas em quantidade insuficiente para geração de gradiente textural requerido nos Argissolos. É similar ainda aos Latossolos por apresentar coloração uniforme entre os horizontes e baixa variação do conteúdo de argila ao longo do perfil. São solos profundos, argilosos e bem estruturados, o que favorece o uso agrícola intensivo, mas por serem solos de grau mais elevado de intemperismo tendem a não ser férteis quando em condição natural. O horizonte B nítico, assim como os horizontes B textural e B plânico,

é representado pela sigla Bt. Com relação às subordens, são divididos em Nitossolos Vermelhos e Nitossolos Brunos, de forma similar ao que ocorre com os Latossolos e Argissolos, e em Nitossolos Háplicos. Os Nitossolos Brunos se desenvolvem em condições de clima e ambiente similares aos Latossolos Brunos e Argissolos Bruno-Acinzentados.

Figura 12.17: Perfil de nitossolo vermelho (Sobradinho-DF)

Nota: a cerosidade aparece na forma de superfícies escurecidas e lustrosas no detalhe.

Organossolos

Ficha Técnica

Ordem no SiBCS		Organossolos
Símbolo		O
Subordens		Organossolos Tiomórficos (OJ) Organossolos Fólicos (OO) Organossolos Háplicos (OX)
Critério para subordens		Gênese, presença de material sulfídrico
Equivalências mais próximas	Soil Taxonomy	Histosols
	FAO-WRB	Histosols

Horizonte diagnóstico da ordem	Hístico
Sigla para o horizonte diagnóstico	O, H
Descrição geral	Constituídos por material orgânico, formados por paludização ou acúmulo de material orgânico em ambientes mais frios.

Organossolos (Figuras 12.18 e 12.19) são solos constituídos de material orgânico onde a quantidade de carbono orgânico é maior ou igual a 80 g de C orgânico por kg de solo. Isso se traduz na presença de um horizonte hístico em posição e com espessura suficientes para o enquadramento na ordem dos Organossolos. A maior parte dos Organossolos encontrados nos trópicos é produto da paludização, em que o excesso de água no perfil durante a gênese do solo inibe a decomposição da matéria orgânica, gerando a ocorrência de depósitos orgânicos mais profundos e em graus variados de decomposição. A maioria destes Organossolos no Brasil se enquadra como Organossolos Háplicos e possui horizonte superficial do tipo hístico (H) enquanto os Organossolos onde a decomposição da matéria orgânica é limitada por condições de climas mais frios em regiões mais altas, em geral associada à limitação à saturação por água menor que 30 dias consecutivos ao longo do ano no período chuvoso, são classificados como Organossolos Fólicos e possuem horizonte do tipo hístico (O). Os Organossolos Tiomórficos estão associados ao horizonte sulfúrico, conforme discutido para os Gleissolos Tiomórficos, ocorrendo em condições ambientais e geográficas similares. Os Organossolos Háplicos estão distribuídos ao longo das margens dos corpos d'água naturais ao longo do Brasil como um todo, muitas vezes não aparecendo em mapas ao nível de estados e país por questões de escala. São solos presentes sob matas ciliares, várzeas e em áreas com alagamento periódico, e são parte de ecossistemas frágeis, sendo o material orgânico facilmente perdido pelo uso e manejo não racionais. Tem função ecossistêmica essencial nas chamadas zonas ripárias, onde agem como filtros ou barreiras na proteção de águas superficiais e subsuperficiais, bem como parte de ecossistemas essenciais a plantas e organismos a eles adaptados. Além disso, os Organossolos constituem grandes reservatórios de carbono que, ao ser perdido para a atmosfera

pelo uso e manejo inadequados, pode contribuir para desequilíbrio climático. Como no caso dos demais solos hidromórficos, pode ser considerado mais importante do ponto de vista ambiental do que para o uso agrícola.

Figura 12.18: Perfil de organossolo e ambiente de ocorrência (Brasília-DF)

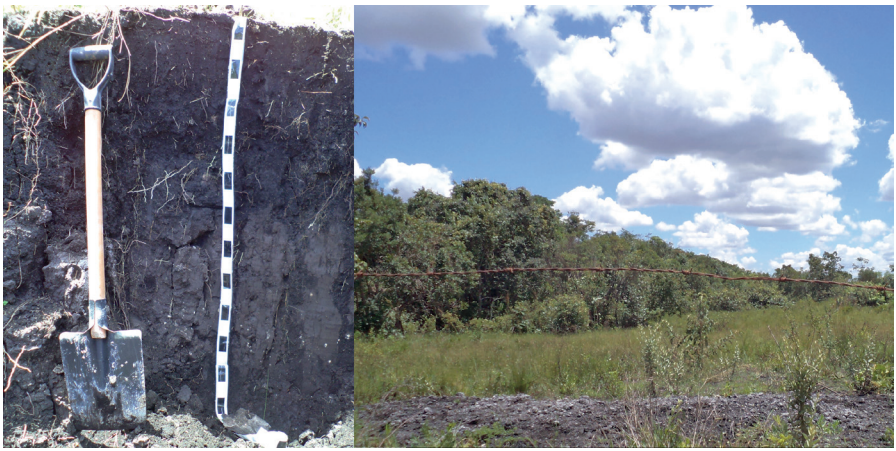


Figura 12.19: Horizonte hístico sobreposto a horizonte glei em organossolo (Brasília-DF)

Planossolos

Ficha Técnica

Ordem no SiBCS		Planossolos
Símbolo		S
Subordens		Planossolos Nátricos (SN) Planossolos Háplicos (SX)
Critério para subordens		Caráter sódico
Equivalências mais próximas	Soil Taxonomy	Alfisols e alguns Ultisols
	FAO-WRB	Planosols
Horizonte diagnóstico da ordem		B plânico
Sigla para o horizonte diagnóstico		Bt
Descrição geral		Solos com limitação à drenagem no B plânico em geral associados ao hidromorfismo. Acúmulo de argila no horizonte B e presença de gradiente textural. Além do hidromorfismo, possível contribuição do processo de ferrólise com ou sem lessivagem na formação.

Planossolos (Figura 12.20) são solos que tendem a ocorrer em áreas de relevo plano a suave ondulado em áreas mais baixas no relevo, podendo ocorrer em condições de hidromorfismo, como nas planícies do Rio Grande do Sul e nas margens do Pantanal, nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, e no semiárido, onde pode ocorrer em associações com Luvissolos e outros solos menos intemperizados. Em todo caso, o horizonte B plânico é caracterizado como um horizonte de estrutura maciça, prismática, colunar, ou em blocos grandes, baixa permeabilidade à água, e com mudança textural abrupta em relação ao A e/ou E sobrejacentes, o que pode causar saturação periódica por água nesses horizontes e características de cores indicativas de redução. São em geral solos rasos e pouco desenvolvidos, podendo apresentar saturação por bases alta e elevada fertilidade natural. Podem ainda apresentar caráter sódico com saturação por sódio maior que 15%, no caso dos Planossolos Nátricos ou não, como nos Planossolos Háplicos. A presença de elevada sodicidade tende a causar degradação da estrutura do solo, com elevada dispersão e redução da capacidade de infiltração, além de toxidez para a maioria

das culturas. É comum a presença de cores neutras causadas pelo ambiente redutor no horizonte B plânico e nos horizontes sobrejacentes, tendo o horizonte B plânico precedência taxonômica sobre o horizonte glei. Como discutido anteriormente, o B plânico é um tipo de Bt e a gênese deste solo está associada à intensa acumulação de argila no Bt sem evolução pedogenética acentuada, seja pela limitação à drenagem, seja pelo clima semiárido. O acúmulo de sais está associado à drenagem restrita e muitas vezes à excessiva evapotranspiração, o que favorece o acúmulo de sais no perfil principalmente quando a água no lençol freático é naturalmente salina.

Figura 12.20: Perfil de planossolo háplico da Etiópia

Fonte: disponível em https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=83499114. Acesso em: 2 jun. 2021.

Plintossolos

Ficha Técnica

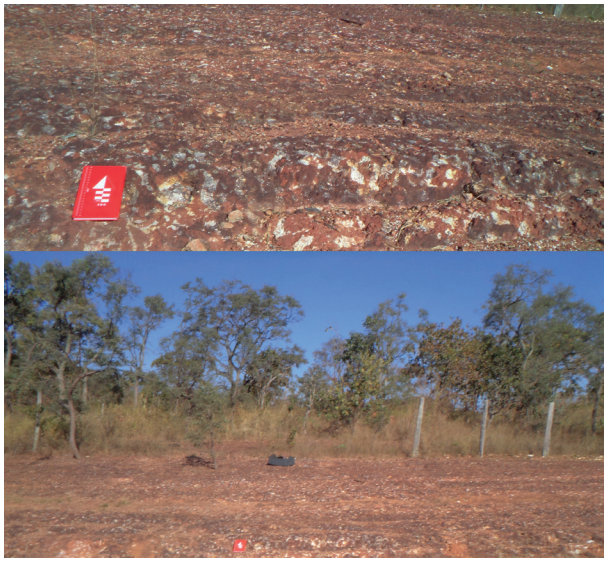
Ordem no SiBCS		Plintossolos
Símbolo		F
Subordens		Plintossolos Pétricos (FF) Plintossolos Argilúvicos (FT) Plintossolos Háplicos (FX)
Critério para subordens		Grau de consolidação e tipo de material consolidado (horizontes diagnósticos plíntico, petroplíntico ou concrecionário)
Equivalências mais próximas	Soil Taxonomy	Não configura ordem
	FAO-WRB	Plinthosols
Horizonte diagnóstico da ordem		Plíntico, litoplíntico ou concrecionário
Sigla para o horizonte diagnóstico		F, _f, _c
Descrição geral		Formados pela ferralitização e laterização. Diferentes estágios de consolidação. São comuns nos trópicos úmidos.

Plintossolos são solos com plintita, petroplintita ou concreções de ferro no perfil e são formados pelos processos de laterização, intensa ferralitização e latolização, com hidrólise total e mobilização de ferro no ambiente (Figuras 12.21, 12.22, 12.23 e 12.24). Ocorrem em grandes áreas nas margens dos grandes rios no Amazonas, no estado do Tocantins, Pará e Maranhão, sendo ainda amplamente distribuídos no Brasil central em posições do relevo transicionais entre os topos, onde prevalecem os Latossolos e Argissolos, e as áreas baixas dominadas pelos solos hidromórficos. Nos Plintossolos Háplicos e Argilúvicos, o material acumulado pela mobilização e concentração de ferro não é consolidado e é chamado de plintita, responsável pelos padrões mosqueados e variegados observados nesses materiais. Nas regiões mais elevadas, ou em área onde vários ciclos de umedecimento e secagem formaram petroplintita ou concreções de ferro na forma dos horizontes litoplínticos ou concrecionários, são encontrados os Plintossolos Pétricos concrecionários e litoplínticos. Em geral, os Plintossolos Pétricos devem ter formação mais antiga que os outros tipos, podendo ainda ter origem fóssil formando as “carapaças lateríticas”

dos topos dos planaltos, com idades de até milhões de anos, enquanto os Plintossolos Pétricos concrecionários podem ser formados pelo desmantelamento dessas carapaças, principalmente nas bordas dos planaltos na região central do Brasil. São solos com potencial limitação física ao uso e manejo pela presença das camadas de petroplintita ou concreções próximas à superfície, além de serem em geral solos intemperizados e, portanto, pouco férteis, ácidos e de argila de atividade baixa.

Figura 12.21: Horizonte litoplíntico (Brasília-DF)

Figura 12.22: Horizonte plíntico ressecado pela remoção de camadas superiores e exposição ao Sol em área antropizada (Brasília-DF)



Nota: detalhe (imagem superior) e ambiente de formação (imagem inferior).

Figura 12.23: Perfil de plintossolo pétrico concrecionário e ambiente de ocorrência (Brasília-DF)

Figura 12.24: Mobilização de solução saturada com compostos de ferro oxidado (Brasília-DF)

Nota: esta mobilização está associada à concentração de ferro, com ou sem endurecimento irreversível, na formação dos plintossolos.

Vertissolos

Ficha Técnica

Ordem no SiBCS		Vertissolos
Símbolo		V
Subordens		Vertissolos Hidromórficos (VG) Vertissolos Ebânicos (VE) Vertissolos Háplicos (VX)
Critério para subordens		Caráter ebânico, hidromorfismo
Equivalências mais próximas	Soil Taxonomy	Vertisols
	FAO-WRB	Vertisols
Horizonte diagnóstico da ordem		Vértico
Sigla para o horizonte diagnóstico		_v
Descrição geral		Solos ricos em argilominerais 2:1, características vérticas marcantes, expansão e contração, alta CTC, plasticidade e pegajosidade, dentre outras. Solos pouco intemperizados no domínio da bissialitização.

Vertissolos (Figura 12.25) são os solos verdadeiramente do domínio da bissialitização, uma vez que são definidos pela expressão de características vérticas causadas pela ocorrência de argilominerais de grade 2:1, principalmente do grupo da esmectita. Como discutimos no Capítulo 5, estes minerais possuem capacidade de expansão e contração, além de elevada substituição isomórfica, o que gera características morfológicas particulares como alta expansividade, plasticidade e pegajosidade, e extrema resistência mecânica quando seco, além de superfícies de fricção, fendas no período, e em alguns casos microrrelevo *gilgai*. Por serem pouco intemperizados e se formarem em condições específicas de clima, relevo e material de origem, têm restrita ocorrência no Brasil e menor representatividade para uso agrícola e para o ecossistema como um todo. Quando utilizados para a agricultura, tendem a ser solos com maior fertilidade natural e elevada capacidade de troca de cátions, mas com sérios problemas físicos pela expansividade e contratilidade, que podem danificar raízes de plantas, e pela extrema dureza quando seco e plasticidade e pegajosidade quanto úmido, dificultando o cultivo e manejo quando fora das condições ideais de umidade. São subdivididos em Vertissolos Hidromórficos, quando a gênese ocorre em condições hidromórficas e apresentam gleização; em Vertissolos Ebânicos, quando apresentam caráter ebânico, ou seja, o escurecimento das camadas superiores do perfil; e em Vertissolos Háplicos.

Figura 12.25: Perfil de vertissolo

Fonte: https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=87040. Acesso em: 2 jun. 2021.

12.2 Correspondência SiBCS – *Soil Taxonomy*

Uma vez apresentadas as ordens e subordens do SiBCS, a correspondência aproximada entre o SiBCS e o *Soil Taxonomy*, com as subordens de cada sistema listadas, é apresentada no Quadro 12.2. Note que algumas classes não têm correspondência no SiBCS, por razões climáticas ou de material de origem, como, por exemplo, os *Gelisols*, *Andisols* e *Aridisols*, enquanto outras classes com correspondência com o sistema FAO-WRB não aparecem no *Soil Taxonomy*, como os Gleissolos, Planossolos e Plintossolos. Note que as correspondências entre ordens e subordens entre os sistemas foram omitidas por simplicidade. Os *Alfisols*, por exemplo, enquadram-se dentro de outras ordens no SiBCS, enquanto os Plintossolos, por exemplo, são enquadrados em níveis taxonômicos mais específicos no *Soil Taxonomy*.

Quadro 12.2: Correspondência aproximada entre ordens do SiBCS e *Soil Taxonomy*

Ordem	**Subordens**	***Order***	***Suborder***
Argissolos	Argissolos Bruno-Acinzentados Argissolos Acinzentados Argissolos Amarelos Argissolos Vermelhos Argissolos Vermelho-Amarelos	*Utisols*	*Aquults* *Humults* *Udults* *Ustults* *Xerults*
		Alfisols	*Aqualfs* *Cryalfs* *Ustalfs* *Xeralfs* *Udalfs*
		Andisols	*Aquands* *Cryands* *Torrands* *Xerands* *Vitrands* *Ustands* *Udands*
Cambissolos	Cambissolos Hísticos Cambissolos Húmicos Cambissolos Flúvicos Cambissolos Háplicos	*Inceptisols*	*Aquepts* *Anthrepts* *Cryepts* *Ustepts* *Xerepts* *Udepts*
Chernossolos	Chernossolos Rêndzicos Chernossolos Ebânicos Chernossolos Argilúvicos Chernossolos Háplicos	*Mollisols*	*Albolls* *Aquolls* *Rendolls* *Cryolls* *Xerolls* *Ustolls* *Udolls*
		Aridisols	*Cryids* *Salids* *Durids* *Gypsids* *Argids* *Calcids* *Cambids*
Espodossolos	Espodossolos Humilúvicos Espodossolos Ferrilúvicos Espodossolos Ferri-Humilúvicos	*Spodosols*	*Aquods* *Cryods* *Humods* *Orthods*

Gleissolos	Gleissolos Tiomórficos Gleissolos Sálicos Gleissolos Melânicos Gleissolos Háplicos		
		Gelisols	*Histels* *Turbels* *Orthels*
Latossolos	Latossolos Brunos Latossolos Amarelos Latossolos Vermelhos Latossolos Vermelho-Amarelos	*Oxisols*	*Aquox* *Torrox* *Ustox* *Perox* *Udox*
Luvissolos	Luvissolos Crômicos Luvissolos Háplicos		
Neossolos	Neossolos Litólicos Neossolos Flúvicos Neossolos Regolíticos Neossolos Quartzarênicos	*Entisols*	*Aquents* *Arents* *Psamments* *Fluvents* *Orthtents*
Nitossolos	Nitossolos Brunos Nitossolos Vermelhos Nitossolos Háplicos		
Organossolos	Organossolos Tiomórficos Organossolos Fólicos Organossolos Háplicos	*Histosols*	*Folists* *Fibrists* *Saprists* *Hemists*
Planossolos	Planossolos Nátricos Planossolos Háplicos		
Plintossolos	Plintossolos Pétricos Plintossolos Argilúvicos Plintossolos Háplicos		
Vertissolos	Vertissolos Hidromórficos Vertissolos Ebânicos Vertissolos Háplicos	*Vertisols*	*Aquerts* *Cryerts* *Xererts* *Torrerts* *Usterts* *Uderts*

Fonte: Soil Survey Staff (1999); Santos *et al*. (2018).

12.3 Exemplo de classificação de solo

Exemplo 12.1 Classificação de solo utilizando o SiBCS

A descrição a seguir foi retirada de um dos volumes do projeto Radam Brasil (DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL, 1982). A classificação no sistema anterior ao SiBCS foi omitida por razões didáticas. Com base nos dados da descrição morfológica e análises de laboratório, reclassifique o perfil até o quarto nível categórico utilizando o SiBCS (SANTOS *et al*., 2018)

Perfil N.º 04
Data – 12/06/72
Fonte – Levantamento Exploratório – Reconhecimento de Solos da Margem Direita do Rio São Francisco – Estado da Bahia – Volume 1 (Perfil 53)
Classificação – ————————-
Unidade de mapeamento – ————————
Localização – Lado esquerdo da estrada Macaúbas-Boquira, distando 19,60 km da primeira, Município de Boquira
Situação e declividade – Meia trincheira sob vegetação natural e em terço médio superior de elevação com 4% de declividade
Formação geológica e litologia – Pré-Cambriano (A) Grupo Chapada Diamantina
Material originário – Cobertura de material areno-argiloso sobre arenitos e quartzitos
Relevo local – Suave ondulado
Relevo regional – Suave ondulado
Altitude – 550 m
Drenagem – Acentuadamente drenado
Pedregosidade – Ausente
Erosão – Laminar ligeira
Vegetação local – Caatinga Hipoxerófila Arbórea e Arbóreo-Arbustiva com aroeira, braúna, imburana-de-cheiro, mandacaru e arranha-gato
Vegetação primária – Caatinga Hipoxerófila Arbórea e Arbóreo-Arbustiva
Uso atual – A área é bastante utilizada com pastagem, palma forrageira e mandioca

A	10-15 cm; bruno-amarelado-escuro (2,5YR 3/4, úmido), bruno-avermelhado (2,5YR 4/4 seco); franco-arenoso; fraca muito pequena e pequena blocos subangulares; muitos poros pequenos; ligeiramente duro; muito friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e clara
B1	15-40 cm; vermelho-escuro (10R 3/6, úmido), vermelho (2,5YR 4/8 seco); franco--argilo-arenoso; fraca pequena blocos subangulares; muitos poros muito pequenos e comuns pequenos; ligeiramente duro, muito friável plástico e pegajoso; transição plana e difusa
B21	40-70 cm; vermelho-escuro (10R 3/6, úmido); vermelho (10R 4/8 seco); franco-argilo-arenoso; fraca pequena blocos subangulares; muitos poros muito pequenos e comuns pequenos; ligeiramente duro, muito friável, plástico e pegajoso; transição plana e difusa
B22	70-120 cm^{+}; vermelho (10R 4/6, úmido); vermelho (2,5YR 5/8, seco); franco-argilo-arenoso; plástico e pegajoso
Raízes comuns até 70 cm de profundidade	
Obs.: Presença de murundus em pequena quantidade; o B22 foi coletado com o trado	

Análises físicas e químicas Lab: SNLCS (9250-9253)

Horizonte	Frações da amostra total %				Comp. granulométrica (tfsa %)			
Símb.	Prof. cm	Calh. ≥ 20 mm	Casc. 20-2 mm	Terra fina < 2 mm	Areia grossa 2-0,20 mm	Areia fina 0,20-0,05 mm	Silte 0,05-0,002 mm	Argila <0,002 mm
A1	0-15	0	1	99	32	38	10	20
B1	15-40	0	1	99	28	33	7	32
B21	40-70	0	1	99	24	32	9	35
B22	70-120+	0	2	98	23	31	12	34

Argila dispersa em água %	Grau de floculação %	%Silte / %Argila	pH 1:2,5		Complexo sortivo mE/100 g			
			Água	KCl 1N	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}
14	30	0,50	5,8	4,7	2,8	0,8	0,36	0,03
28	13	0,22	5,7	4,5	1,2	0,7	0,39	0,03
0	100	0,26	5,4	4,4	1,0	0,6	0,26	0,02
0	100	0,35	5,6	4,8	1,0	0,8	0,19	0,02

Complexo sortivo mE/100 g				Valor V (sat. de bases %)	C (orgânico) %	N %	C / N
Valor S (soma)	Al^{+++}	H^{+}	Valor T (soma)				
4,0	0,1	3,2	7,3	55	1,31	0,13	10
2,3	0,1	1,8	4,2	55	0,47	0,05	9
1,9	0,2	1,4	3,5	54	0,28	0,05	6
2,0	0	1,3	3,3	61	0,18	0,03	6

Ataque por H_2SO_4 (d = 1,47) e Na_2CO_3 (5%) %					$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ (Ki)	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$ (Kr)	$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$	Equiv. de $CaCO_3$	Sat c/sódio (% de Na^+ trocável no valor T) $100Na^+/T$
SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	P_2O_5					
8,6	6,8	3,0	0,41	0,04	2,14	1,66	3,56		
12,9	10,5	4,8	0,50	0,03	2,09	1,61	3,44		1
15,2	11,4	4,9	0,55	0,03	2,26	1,77	3,66		1
14,8	11,5	5,4	0,59	0,03	2,19	1,66	3,34		1

Pasta saturada		Sais solúveis (extrato 1:5)								
C E do extrato mmhos/cm a 25 °C	Água %	Ca^{++}	Mg^{++}	K^+	Na^+	HCO_3^- CO_3^-	SO_4^-	$\frac{100Al^{+++}}{S + Al^{+++}}$	P Assim ppm	Equiv. de umid. %
		mE/100 g								
								2	2	12
								4	<1	14
								10	<1	14
								0	<1	17

Resolução:

Note em primeiro lugar que existem algumas diferenças em um laudo de análise de solos para fins de classificação no sistema utilizado no período em que o projeto Radam foi desenvolvido. Em muitas das descrições, a simbologia para sufixos nos horizontes subsuperficiais não era utilizada, de modo que a interpretação de qual é o horizonte diagnóstico de um solo, caso exista, deve ser feita com base nas informações do laudo. Apesar de dificultar o trabalho, essa é uma ocorrência interessante, visto que o estudante não irá imediatamente assumir um tipo de horizonte de subsuperfície com base apenas no prefixo e sufixo, o que poderia em alguns casos induzir a erro, sendo obrigado a checar minuciosamente as informações presentes. Em segundo lugar, as unidades para as análises químicas vigentes na época eram diferentes, sendo bastante utilizada a unidade mE/100 g, ou seja, miliequivalentes por 100 g de solo. Convenientemente, a unidade mE/100 g é exatamente igual à unidade $cmol_c\ kg^{-1}$ *apresentada no capítulo sobre química do solo, sendo esta última a adotada no SiBCS. Outras distinções serão discutidas no decorrer da resolução.*

Para iniciar a classificação, devemos procurar no SiBCS a chave para ordens (1º Nível categórico do sistema) e partir dali. Na versão impressa e digital em formato .pdf *(SANTOS et al., 2018), a chave está na página 111, enquanto na versão digital em formato* .epub *a página deve depender das características do dispositivo leitor utilizado e da formatação. Analisamos então a chave para ordens item a item, iniciando pelo critério para Organossolos.*

> Organossolos
> Solos que apresentam horizonte hístico que atenda um dos seguintes critérios de espessuras:
> a) 20 cm ou mais, quando sobrejacente a um contato lítico ou fragmentos de rocha, cascalhos, calhaus e matacões (90% ou mais em volume); ou
> b) 40 cm ou mais, contínuo ou cumulativo nos primeiros 80 cm da superfície do solo; ou
> c) 60 cm ou mais se 75% (expresso em volume) ou mais do horizonte for constituído de tecido vegetal na forma de restos de ramos finos, raízes finas, cascas de árvores etc., excluindo partes vivas (SANTOS *et al*., 2018, p. 111).

Análise:
Vimos que o horizonte de superfície do solo foi descrito como A1. Poderíamos já descartar a possibilidade de horizonte hístico que, como sabemos, é um horizonte composto por material orgânico, mas para confirmar nossa suspeita é necessário checar o critério para carbono orgânico ou matéria orgânica na análise química do solo. Verificamos que o carbono orgânico no horizonte superficial é de 1,31%, ou seja, 1,31 g/100 g de solo, o que se traduz em 13,1 g kg^{-1}*, portanto abaixo do limite para material orgânico e para horizonte hístico. Concluímos com base nisso*

que o horizonte não é hístico e o solo não pode ser um Organossolo, e passamos para a próxima classe.

> Neossolos
> Outros solos sem horizonte B diagnóstico e que satisfazem aos seguintes requisitos:
> a) Ausência de horizonte glei dentro de 50 cm a partir da superfície, exceto no caso de solos de textura areia ou areia franca;
> b) Ausência de horizonte plíntico dentro de 40 cm a partir da superfície;
> c) Ausência de horizonte vértico imediatamente abaixo do horizonte A;
> d) Horizonte A chernozêmico, se presente, não deve estar conjugado com caráter carbonático e/ou horizonte cálcico (SANTOS *et al*., 2018, p. 112).

Análise:
Uma breve consulta ao laudo nos mostra que o solo possui horizonte subsuperficial B, subdividido em duas seções B21 e B22 com profundidade de 40 cm a 120 cm^{+}*. O horizonte classificado como B1 muito provavelmente seria um horizonte do tipo AB ou BA no sistema atual. A presença de horizonte B com o grau de desenvolvimento observado elimina imediatamente a possibilidade de o solo ser enquadrado como Neossolo, de forma que passamos à próxima ordem da sequência.*

> Vertissolos
> Outros solos com relação textural insuficiente para identificar um B textural e que apresentam horizonte vértico entre 25 cm e 100 cm de profundidade e que satisfazem aos seguintes requisitos:

a) Teor de argila, após mistura e homogeneização do material de solo nos 20 cm superficiais, de no mínimo 300 g kg^{-1} de solo;
b) Fendas verticais no período seco com pelo menos 1 cm de largura, atingindo, no mínimo, 50 cm de profundidade, exceto nos solos rasos, nos quais o limite mínimo é de 30 cm;
c) Ausência de material com contato lítico, horizonte petrocálcico ou duripã dentro dos primeiros 30 cm de profundidade;
d) Em áreas irrigadas ou mal drenadas (sem fendas aparentes), o coeficiente de expansão linear (COLE) do solo deve ser igual ou superior a 0,06 (SANTOS *et al*., 2018, p. 112).

Análise:

Nesse caso, o que procuraríamos seriam as características vérticas, esperadas em materiais argilosos e ricos em argilominerais de grade 2:1, como as fendas no período seco, alta plasticidade e pegajosidade, superfícies de fricção, estrutura cuneiforme ou paralelepipédica e alta expansividade, muitas vezes medida pelo teste do COLE. O fato de os pedólogos responsáveis não terem indicado a presença de características vérticas, além de indícios de maior grau de intemperismo, como pelos índices Ki e Kr, e baixa CTC nos levam a crer que o solo não pode ser enquadrado na classe dos Vertissolos. O fato é que pedólogos experientes podem facilmente indicar a presença de horizonte vértico, não só pelo perfil em si, mas pelo ambiente e, em caso de dúvidas, solicitariam testes adicionais como o COLE e/ou mineralogia. Assim, com base na descrição, fica descartada a ordem Vertissolos.

Espodossolos

Outros que apresentam horizonte B espódico imediatamente abaixo dos horizontes E ou A (SANTOS *et al*., 2018, p. 112).

Análise:

A identificação de Espodossolos em descrições sem notação de sufixos pode ser muito difícil, apesar de ser possível levantar a possibilidade da presença destes solos de acordo com o material de origem, clima, relevo e vegetação, em especial em certas regiões brasileiras como na Amazônia e no litoral. Assim, a análise morfológica a campo é fundamental na identificação destes solos e, na sua ausência, um laudo de descrição detalhada do perfil incluindo prefixos e sufixos e com auxílio de análises químicas e mineralógicas detalhadas é necessário. No caso dos perfis do projeto Radam, era comum a identificação dos horizontes espódicos com os prefixos/sufixos Bh, Bir e Bhir (Veja DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL, 1976, p. 252, por exemplo), sendo o antigo Bir equivalente ao que hoje descrevemos como Bs (KLINGE, 1968), ou seja, acúmulo de materiais de ferro e alumínio, onde o "ir" na definição antiga deve derivar de iron = *ferro. Com base na descrição e na ausência dos horizontes indicativos, descartamos a possibilidade de o solo ser enquadrado como Espodossolo.*

> Planossolos
>
> Outros que apresentam horizonte B plânico não coincidente com o horizonte plíntico, imediatamente abaixo de horizonte A ou E (SANTOS *et al*., 2018, p. 112).

Análise:

O horizonte B plânico similar ao que ocorre com o B espódico possui características morfológicas e de ambiente de formação facilmente identificadas no campo por um pedólogo treinado. Os Planossolos são típicos de ambientes de baixa drenagem com mosqueado ou baixo croma e gradiente textural. Como o solo analisado é bem drenado e apresenta valores de croma altos no horizonte diagnóstico, bem como ausência de mosqueado, o que seria descrito na morfologia a campo, não existe qualquer indício para que o solo seja classificado com Planossolo.

> Gleissolos
>
> Outros que apresentam glei iniciando-se dentro de 50 cm a partir da superfície ou a profundidades entre 50 cm e 150 cm desde que imediatamente subjacente a horizontes A ou E ou a horizonte hístico com menos de 40 cm de espessura, sem horizonte plíntico dentro de 200 cm a partir da superfície ou outro horizonte diagnóstico acima do horizonte glei (SANTOS *et al*., 2018, p. 113).

Análise:

O horizonte glei está relacionado ao hidromorfismo e a condições de redução, de modo que as características ambientais e morfológicas dessa ordem são facilmente distinguidas no campo. O solo em questão possui cores vivas (verifique as cores determinadas na Carta de Munsell) e boa drenagem, e está localizado em área plana em terraço elevado, sem qualquer indício de gleização na descrição morfológica.

> Latossolos
>
> Outros solos que apresentam horizonte B latossólico imediatamente abaixo do horizonte A (SANTOS *et al*., 2018, p. 113).

Análise:

Como a morfologia não descarta a possibilidade de que o horizonte B, nesse caso subdividido em B21 e B22, seja um horizonte B latossólico, é necessário avaliar os critérios para distinção desse tipo de horizonte, o que faremos item a item a seguir:

> a) Estrutura fraca moderada ou forte, muito pequena ou pequena granular, ou em blocos subangulares de grau fraco a moderado;
> b) Espessura mínima de 50 cm;

c) Menos de 5% do volume que mostre estrutura da rocha original, como estratificações finas, saprolito ou fragmentos de rocha semi ou não intemperizada;
d) Textura franco-arenosa ou mais fina;
e) Relação molecular SiO_2/Al_2O_3 (Ki) igual ou inferior a 2,2, sendo normalmente menor que 2,0;
f) Menos de 4% dos minerais alteráveis (menos resistentes ao intemperismo) ou menos e 6% de muscovita[25] na fração areia, porém referidos à TFSA, podendo conter, na fração menor que 0,05 mm (silte + argila), não mais que traços de argilominerais do grupo das esmectitas e somente pequenas quantidades de ilitas ou de argilominerais interestratificados;
g) Capacidade de troca de cátions menor que 17 $cmol_c\ kg^{-1}$ de argila, sem correção para carbono;
h) Cerosidade, se presente, no máximo pouca e fraca (SANTOS *et al*., 2018, p. 59).

além dos seguintes critérios para distinção dos horizontes B incipiente e B textural, apresentados em sequência alfabética aos anteriores por conveniência
i) Relação silte/argila inferior a 0,7 nos solos de textura média, 0,6 nos solos de textura muito argilosa na maioria dos horizontes B exceto BC;
j) Nos solos com teores de argila no horizonte A entre 150-400 g kg^{-1}, a relação textural de conteúdo de argila no B sobre conteúdo de argila no A (B/A) deve ser menor ou igual a 1,70.
Assim, em análise aos itens anteriores

a) Estrutura fraca em blocos subangulares em todos os horizontes testados;
b) Espessura do B21 e B22 maior que 50 cm;

[25] Ou moscovita.

c) *Sem indícios de fragmentos de rocha ou estrutura da rocha, 99% de TFSA na maior parte do perfil;*
d) *Textura franco-argilo-arenosa em todas as subdivisões do horizonte B, incluindo B1;*
e) *Média do índice Ki nos horizontes B, incluindo o B1, é 2,18 (Equação 10.9), indicando assim horizontes dentro do limite para a classificação como horizonte B latossólico;*
f) *Análise mineralógica não fornecida. Na prática, tal análise muitas vezes não é feita por ser trabalhosa e requerer técnicas especializados;*
g) *A CTC é em média 3,67 $cmol_c\ kg^{-1}$ nos horizontes B, enquanto a quantidade de argila é de 33,67% ou 336,7 g kg^{-1}. Assim, a CTC da fração argila é de 10,89 $cmol_c\ kg^{-1}$ de argila, dentro do limite que define a classe;*
h) *A cerosidade quando presente aparece na descrição morfológica, logo não deve ter sido observada;*
i) *A relação silte/argila é menor que 0,5 em todos os horizontes do perfil;*
j) *A média de argila do B incluindo B1 é 336,67 g kg^{-1}, enquanto o conteúdo de argila no A é de 200 g kg^{-1}, de modo que B/A = 336,67/200 = 1,68, um pouco abaixo do limite superior que definiria um horizonte B textural.*

Assim, apesar de estar próximo dos limites para horizonte B textural, com relação B/A = 1,68 e com índice Ki próximo do limite superior para o horizonte B latossólico, o horizonte diagnóstico ainda se enquadra como B latossólico. O Ki mais elevado indica Latossolos menos desenvolvidos, provavelmente transicional para classes menos evoluídas, o que condiz com a condição climática e geográfica do perfil, localizado no estado da Bahia sob vegetação natural de caatinga, além de ser derivado de arenitos e quartzitos, materiais de origem mais resistentes ao intemperismo.

Uma vez determinada a ordem do solo, passamos à determinação da subordem, capítulo 10, página 195 da versão impressa do SiBCS (SANTOS et al.*, 2018).*

A subordem dos Latossolos é definida segundo a cor do horizonte B, além do conteúdo de carbono orgânico e caráter retrátil nos Latossolos Brunos. Como as cores dos horizontes B, 10R e 2,5 YR, são iguais ou mais vermelhas que 2,5YR (veja a Figura 9.10 no Capítulo 9), o solo se enquadra como

Latossolo Vermelho

Passamos agora à página 197 para a determinação do grande grupo. A saturação por bases é maior que 50% nos horizontes B, logo o solo é eutrófico. O caráter ácrico não é verificado, como era de se esperar (veja capítulo sobre química do solo), restando então avaliar o teor de Fe_2O_3 *pelo ataque sulfúrico, o qual em média foi de 5,03% ou 50,3 g* kg^{-1}*, não se enquadrando como férrico ou perférrico. Assim, a classificação até os grandes grupos fica*

Latossolo Vermelho Eutrófico

Dentre os subgrupos possíveis, os mais prováveis são argissólico e típico (SANTOS et al.*, 2018, p. 209). O melhor enquadramento fica na classe argissólico, pois como já vimos, a relação B/A se encontra no limite para horizonte B textural, e é maior que o limite requerido para este subgrupo,* $B/A \geq 1{,}4$*. Temos então a classificação até o quarto nível categórico do SiBCS*

Latossolo Vermelho Eutrófico argissólico

onde a grafia é exatamente desta forma, com os três primeiros níveis com primeira letra maiúscula e o quarto com inicial minúscula. Os demais níveis categóricos ainda carecem de melhor estruturação e não têm sido ativamente utilizados na classificação de solos no Brasil até o presente momento. Pelo menos até a definição destas classes, uma vez que o solo tenha sido classificado até o nível categórico, o trabalho está encerrado.

Podemos ainda identificar o horizonte diagnóstico de superfície neste solo. Em muitos casos, a definição é obrigatória, mas não nesse caso, uma vez que o tipo

de horizonte de superfície não entra na classe até o quarto nível categórico dos Latossolos Vermelhos eutróficos na edição de 2018 do SiBCS. Para identificar o horizonte de superfície, é preciso procurar a seção correspondente no SiBCS. Na versão física (SANTOS et al.*, 2018), os horizontes diagnósticos superficiais se encontram na página 49. A saturação por bases e a quantidade de carbono orgânico indicam que os horizontes hístico e A chernozêmico devem ser imediatamente descartados. O horizonte A húmico é inicialmente descartado com base no critério de espessura, uma vez que não foram indicados horizontes transicionais. Para confirmação, pode ainda ser utilizada a fórmula*

$$(\text{C-org, em g kg}^{-1}\text{, de sub-horizontes A x espessura do sub-horizonte em dm}) \geq 60 + (0{,}1 \times \text{média ponderada de argila, em g kg}^{-1}\text{, do horizonte superficial, incluindo AB ou AC})$$

Para o horizonte A, temos apenas um valor para cada critério e não médias

$$(13{,}1\ \text{g kg}^{-1} \times 1{,}5\ \text{dm}) \geq 60 + (0{,}1 \times 200\ \text{g kg}^{-1})$$

$$19{,}65 \geq 80 \text{ FALSO}$$

Logo, descartamos o horizonte A húmico com base nos dados apresentados. Descartamos o horizonte A proeminente com base na estrutura e espessura e o A antrópico por não terem sido indicadas quaisquer características morfológicas típicas desse tipo de horizonte, além da ausência de fragmentos de cerâmica e artefatos líticos. O A fraco é descartado pela cor, estrutura, espessura e carbono orgânico, restando então o horizonte A moderado. Assim, uma tentativa de classificação do solo até níveis categóricos mais específicos seria

Latossolo Vermelho Eutrófico argissólico, A moderado, textura média

Compare com a classificação anterior no sistema pré-SiBCS no Projeto Radam (DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL, 1982, p. 311)

Latossolo Vermelho-Escuro eutrófico A moderado textura média fase Caatinga Hipoxerófila relevo suave ondulado

Caso o perfil não tivesse sido enquadrado na ordem dos Latossolos, proceder-se-ia na chave taxonômica até o enquadramento em uma das ordens. As demais ordens na chave são apresentadas em sequência por motivo de completude.

Chernossolos

Outros solos que apresentam horizonte A chernozêmico seguido de: horizonte B incipiente ou B textural, ambos com argila de atividade alta e saturação por bases alta; ou horizonte B incipiente com espessura inferior a 10 cm ou horizonte C, ambos cálcicos, petrocálcicos ou carbonáticos; ou horizonte cálcico ou caráter carbonático no horizonte A, seguido de um contato lítico (SANTOS *et al*., 2018, p. 113).

Cambissolos

Outros solos que apresentam horizonte B incipiente imediatamente abaixo do horizonte A ou de horizonte hístico com espessura inferior a 40 cm e plintita e petroplintita, se presentes, que não satisfaçam os requisitos para Plintossolos (SANTOS *et al*., 2018, p. 113).

Plintossolos

Outros solos que apresentam horizonte plíntico, litoplíntico ou concrecionário, exceto quando coincidente com horizonte B plânico com caráter sódico, solódico, iniciando-se em uma das seguintes condições:

a) Dentro de 40 cm a partir da superfície;

b) Dentro de 200 cm a partir da superfície se precedido de um horizonte glei, horizonte A ou E ou de outro horizonte que apresente

cores pálidas, variegadas ou mosqueados (SANTOS *et al*., 2018, p. 113).

Luvissolos

Outros solos que apresentam horizonte B textural com argila de atividade alta e saturação por bases alta na maior parte dos 100 cm do horizonte B (inclusive BA), imediatamente abaixo do horizonte A ou E (SANTOS *et al*., 2018, p. 113).

Nitossolos

Outros solos que apresentam 350 g kg^{-1} ou mais de argila, inclusive no horizonte A, com horizonte B nítico abaixo do horizonte A e com argila de atividade baixa ou caráter lítico na maior parte do horizonte B dentro de 150 cm a partir da superfície (SANTOS *et al*., 2018, p. 114).

Argissolos

Outros solos que apresentam horizonte B textural (SANTOS *et al*., 2018, p. 114).

Referências

ANJOS, L. H. C. dos; SILVA, L. M.; WADT, P. G. S.; LUMBRERAS, J. F.; PEREIRA, M G. *Guia de campo da IX reunião brasileira de classificação e correlação de solos.* Brasília: Embrapa, 2013. 204 p.

CABRAL, R. L.; ALVES, A. G. C.; SOUZA JÚNIOR, V. S.; RIBEIRO, M. R.; SANTOS, C. G. R. Peasant and scientific knowledge on planosols as a source of materials in the making of non-industrial pottery. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 39, n. 1, p. 303-313, 2015.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. *Projeto RADAM. Folha SA.21 Santarém; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.* Rio de Janeiro: DNPM, 1976. 510 p.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. *Projeto RADAM. Folha SB.21 Tapajós; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra***.** Rio de Janeiro: DNPM, 1976. 418 p.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. *Projeto RADAM. Folha SD.23 Brasília; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.* Rio de Janeiro: DNPM, 1982. 660 p.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. *Levantamento de Reconhecimento de Solos do Distrito Federal.* Rio de Janeiro: Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solo, 1978. 455 p.

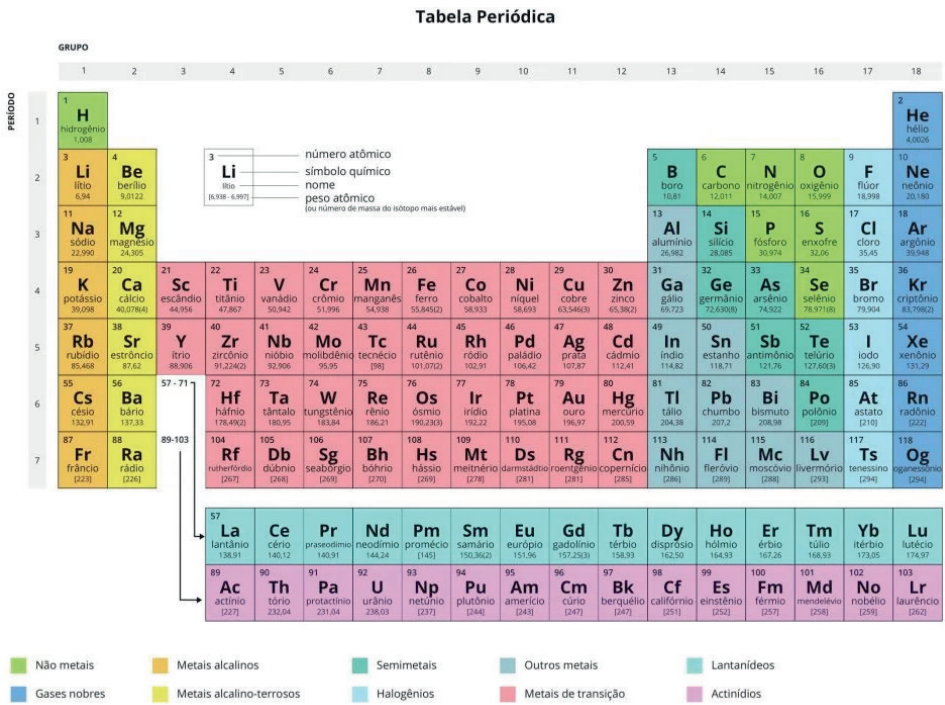
FAO [FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS]. *World reference base for soil resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps.* Rome: FAO, 2015. 192 p.

KLINGE, H. *Report on tropical podzols.* FAO technical office Chile, 1968. 88 p.

SANTOS, H. G. dos; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. dos; OLIVEIRA, V. A. de.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M.R.; ALMEIDA, J. A. de.; ARAÚJO FILHO, J. C. de; OLIVEIRA, J. B. de; CUNHA, T. J. F. *Sistema brasileiro de classificação de solos.* 5. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, 2018. 356 p.

SOIL SURVEY STAFF. *Soil taxonomy:* a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2. ed. Washington: Natural Resources Conservation Service. U.S, 1999. 886 p.

Anexo 1. Tabela periódica dos elementos



Disponível em: https://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Tabela_Periódica_de_2019.webp. Acesso em: 2 jun. 2021.

Anexo 2. Alfabeto grego

Letra Grega		Nome
Maiúscula	**Minúscula**	
Α	α	alfa
Β	β	beta
Γ	γ	gama
Δ	δ	delta
Ε	ε	épsilon
Ζ	ζ	zeta
Η	η	eta
Θ	θ	teta
Ι	ι	iota
Κ	κ	capa
Λ	λ	lambda
Μ	μ	mi
Ν	ν	ni
Ξ	ξ	csi
Ο	ο	ómicron
Π	π	pi
Ρ	ρ	rô
Σ	ς, σ	sigma
Τ	τ	tau
Υ	υ	úpsilon
Φ	φ	fi
Χ	χ	qui
Ψ	ψ	psi
Ω	ω	ômega

A Editora UnB é filiada à

Associação Brasileira
das Editoras Universitárias

Este livro foi composto em UnB Pro e Liberation Serif, no formato 16 x 23 cm e impresso no sistema *offset*, sobre papel *offset* 75g/m², com capa em papel-cartão supremo 250g/m².

Solos:
uma introdução

Apesar de a ciência do solo e da pedologia serem áreas consolidadas na estrutura curricular de cursos de ciências agrárias nas universidades brasileiras, existem poucos materiais didáticos de nível introdutório que cubram desde uma introdução à geologia e à mineralogia até a classificação de solos, e que sejam adequados para alunos que nunca tiveram contato com o tema. Nesse sentido, o livro é pensado como um texto introdutório a ser utilizado em uma disciplina equivalente às de Solos I, Fundamentos de Ciência do Solo ou Introdução à Pedologia, ministradas em muitos cursos de nível superior no Brasil. A sequência didática segue aquela vista em cursos introdutórios, e são abordados os conteúdos de geologia e mineralogia necessários ao entendimento da composição e classificação dos materiais de origem do solo, intemperismo, formação do solo e a sua composição mineralógica, morfologia, química e física, e uma introdução à classificação de solos no sistema taxonômico vigente no Brasil. Por ser introdutório, este texto procura abordar os conhecimentos sem aprofundar demasiadamente os aspectos teóricos de cada uma destas disciplinas. Os conteúdos de química e física do solo são abordados com uma ênfase voltada para a classificação do solo, mas podem servir como uma introdução a estas disciplinas para alunos que estão cursando os semestres iniciais dos cursos de ciências agrárias, geociências e engenharias.

SÉRIE ENSINO DE GRADUAÇÃO

EDITORA UnB

9 786558 460725